

03082

Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Colegio de Ciencias y Humanidades
Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado
Proyecto Académico Especialización, Maestría y Doctorado en Ciencias del Mar

Análisis de Procesos Barotrópicos y Baroclínicos en la Bahía de la Paz, B.C.S.

Tesis que en cumplimiento de los requisitos para obtener el grado
de Doctor en Ciencias del Mar, Oceanografía Física presenta:

Angel Rafael Jiménez Illescas

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco a Isabel mi esposa y a Angel Noé mi hijo por todo el apoyo y comprensión que me dieron durante el desarrollo de los cursos, de la investigación y del largo período de redacción y graficado de la tesis de doctorado. Por lo tanto, dedico a ellos esta tesis, ya que es para ellos para quienes vivo, estudio y trabajo, y con ellos disfruto de mis aciertos.

Agradezco a mi director de tesis Dr. David Salas de León y a mis sinodales: Dr. Ingvar Emilsson, Dra. Adela Monreal, Dr. Adolfo Molina, Dr. Adolfo Gracia, Dr. Arturo Carranza y Dra. Leticia Rosales por su orientación y sugerencias que enriquecieron este trabajo.

Agradezco a mi familia (principalmente a Gloria mi madre y a mi tía Dulce), y a mis hermanos y amigos (sobre todo a Miguel Angel Alatorre) por haberme dado todo el apoyo que requerí durante el desarrollo de este proyecto.

Agradezco al CICIMAR-IPN y concretamente a sus autoridades, encabezadas en dos administraciones distintas por el M. en C. René Torres V. y por el M. en C. Víctor Gómez M., que me han dado el apoyo financiero para desarrollar este proyecto y los permisos correspondientes para poder llevarlo a cabo y a mis compañeros de trabajo, especialmente a los que colaboraron en el proyecto Oceanografía del Golfo de California.

Agradezco a la U.N.A.M. y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por haberme brindado su infraestructura para hacer realidad este proyecto.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1 Localización del Área de Estudio (Bahía de La Paz, B.C.S.)	3
Fig. 1.2 Toponimia de la Bahía de La Paz, B.C.S.	4
Fig. 1.3 Batimetría de la Bahía de La Paz, B.C.S.	5
Fig. 1.4 Totales anuales y promedios mensuales de precipitación en Baja California Sur	9
Fig. 2.1 Ubicación de los instrumentos	12
Fig. 2.2 Distribución espacial de las estaciones del crucero oceanográfico efectuado en la Bahía de La Paz (marzo 1994).	16
Fig. 3.1 Geometría utilizada en el modelo	32
Fig. 4.1 Contorno digitalizado de la malla de integración	36
Fig. 4.2 Malla Tipo Arakawa-C, utilizada al discretizar las ecuaciones diferenciales	41
Fig. 5.1 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 1.	51
Fig. 5.2 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 3.	53
Fig. 5.3 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 4.	55
Fig. 5.4 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 5.	57
Fig. 5.5 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 6.	58
Fig. 5.6 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 7.	60
Fig. 5.7 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 8.	62
Fig. 5.8 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 9.	63
Fig. 5.9 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 10.	64
Fig. 5.10 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 11.	66
Fig. 5.11 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 12.	67
Fig. 5.12 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 13.	68
Fig. 5.13 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 14.	69
Fig. 5.14 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 15.	71
Fig. 5.15 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 16.	72

Fig. 5.16	Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 17.	73
Fig. 5.17	Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 18.	74
Fig. 5.18	Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 19.	75
Fig. 5.19	Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T-S en la estación 20.	76
Fig. 5.20	Diagramas acumulativos de: a) temperatura, b) salinidad y c) densidad relativa (σ_t).	78
Fig. 5.21	Puntos T-S acumulados	79
Fig. 5.22	Distribución horizontal de temperatura a 25 m	80
Fig. 5.23	Distribución horizontal de temperatura a 100 m	82
Fig. 5.24	Distribución horizontal de temperatura a 200 m	83
Fig. 5.25	Distribución horizontal de salinidad a 25 m	84
Fig. 5.26	Distribución horizontal de salinidad a 100 m	85
Fig. 5.27	Distribución horizontal de salinidad a 200 m	86
Fig. 5.28	Distribución horizontal de sigma-t a 25 m	87
Fig. 5.29	Distribución horizontal de sigma-t a 100 m	88
Fig. 5.30	Distribución horizontal de sigma-t a 200 m	90
Fig. 5.31	Máximo Gradiente vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$). Marzo 1994	91
Fig. 5.32	Máximo Gradiente vertical de salinidad (ups m^{-1}). Marzo 1994	92
Fig. 5.33	Máximo Gradiente vertical de densidad relativa (Kg m^{-4}).	93
Fig. 5.34	Topografía de la termoclina (m)	94
Fig. 5.35	Evolución temporal de registros de viento a bordo de la CICIMAR XV: a) intensidad, b) dirección	96
Fig. 5.36	Topografía de la haloclina (m)	97
Fig. 5.37	Topografía de la picnoclina (m)	99
Fig. 5.38	Correntómetro en El Pulguero: a) Int. corriente-marea, b) temperatura-marea, c) salinidad-marea, d) densidad-marea	100
Fig. 5.39	Correntómetro en San Juan de la Costa a) Int.-Dir. (5m) b) temp.-tiempo (5m), c)int.-dir. (1.5m), d) int. filtr.-dir (1.5m)	102
Fig. 5.40	Espectros de: a) corrientes, b) temperatura, c)marea d) salinidad en el Canal San Lorenzo, (Pulguero)	103
Fig. 5.41	Espectros de: a) densidad en Pulguero; en San Juan de la Costa: b) corrientes (5m), c) temperatura (5m), d) corrientes (1.5m)	104
Fig. 6.1	Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994	106
Fig. 6.2	Amplificación de la imagen del 15 julio 1994 temperatura superficial, Bahía de La Paz	107
Fig. 6.3	Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994	109
Fig. 6.4	Amplificación de la imagen del 15 julio 1994 temperatura superficial, Bahía de La Paz	110
Fig. 6.5	Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994	111
Fig. 6.6	Amplificación de la imagen del 15 julio 1994 temperatura superficial, Bahía de La Paz	112

Fig. 6.7	Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994	113
Fig. 6.8	Amplificación de la imagen del 15 julio 1994 temperatura superficial, Bahía de La Paz	114
Fig. 6.9	Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994	115
Fig. 6.10	Amplificación de la imagen del 15 julio 1994 temperatura superficial, Bahía de La Paz	116
Fig. 6.11	Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994	117
Fig. 6.12	Amplificación de la imagen del 15 julio 1994 temperatura superficial, Bahía de La Paz	118
Fig. 6.13	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	120
Fig. 6.14	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	121
Fig. 6.15	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	122
Fig. 6.16	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	123
Fig. 6.17	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	124
Fig. 6.18	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	125
Fig. 6.19	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	127
Fig. 6.20	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	128
Fig. 6.21	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	129
Fig. 6.22	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	130
Fig. 6.23	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	131
Fig. 6.24	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	133
Fig. 6.25	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	134
Fig. 6.26	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	135
Fig. 6.27	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	136
Fig. 6.28	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	137
Fig. 6.29	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	138
Fig. 6.30	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	139
Fig. 6.31	Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995	140
Fig. 6.32	Amplificación de la imagen del 21 mayo 1995 temperatura superficial, Bahía de La Paz	141
Fig. 7.1	Distribución de velocidad impulsada por viento del noroeste.	143
Fig. 7.2	Distribución de transporte impulsado por viento del noroeste.	144
Fig. 7.3	Distribución de velocidad impulsada por viento del norte.	146
Fig. 7.4	Distribución de transporte impulsado por viento del norte.	147
Fig. 7.5	Distribución de velocidad impulsada por viento del noreste.	148
Fig. 7.6	Distribución de transporte impulsado por viento del noreste.	149

Fig. 7.7	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 1	151
Fig. 7.8	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 1	152
Fig. 7.9	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 2	153
Fig. 7.10	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 2	154
Fig. 7.11	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 3	155
Fig. 7.12	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 3	156
Fig. 7.13	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 4	157
Fig. 7.14	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 4	158
Fig. 7.15	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 5	160
Fig. 7.16	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 5	161
Fig. 7.17	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 6	162
Fig. 7.18	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 6	163
Fig. 7.19	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 7	164
Fig. 7.20	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 7	165
Fig. 7.21	Distribución de velocidad inducida por la marea M2, octavo 8	167
Fig. 7.22	Distribución de transporte inducido por la marea M2, octavo 8	168

CONTENIDO

RESUMEN.....	i
ABSTRACT.....	ii
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del Problema.....	1
1.2 Objetivos.....	1
1.3 Área de Estudio.....	2
1.4 Antecedentes.....	6
1.4.1 <i>Corrientes</i>	6
1.4.2 <i>Mareas</i>	6
1.4.3 <i>Condiciones meteorológicas</i>	7
1.4.4 <i>Hidrografía de la Bahía de La Paz</i>	10
1.4.5 <i>Variaciones interanuales y de gran escala en la Bahía de La Paz</i>	10
1.4.6 <i>Estudios hidrodinámico-numéricos de la Bahía de La Paz</i>	10
CAPITULO II. MÉTODOS Y MATERIALES	11
2.1 Observaciones	11
2.1.1 <i>Mediciones de corrientes</i>	11
2.1.2 <i>Mediciones de marea</i>	13
2.1.3 <i>Variables meteorológicas</i>	14
2.1.4 <i>Hidrografía</i>	14
2.1.5 <i>Tabla de especificaciones técnicas de los equipos oceanográficos.</i>	15
2.2 Análisis de Imágenes de Satélite	17
2.2.1 <i>Bandas de imágenes de satélite</i>	17
2.3 Tratamiento Preliminar de los Datos	17
2.3.1 <i>Corrientes y Mareas</i>	17
2.3.2 <i>Frecuencia de Brunt-Väisälä</i>	18
2.3.3 <i>Corrientes Geostróficas</i>	19
2.3.4 <i>Series de tiempo de temperatura, salinidad y σ_T</i>	20
CAPITULO III. MODELO HIDRODINÁMICO	21
3.1 Frecuencias Características de Movimientos en el Océano	21
3.2 Leyes de Conservación de Masa y Momentum	23
3.3 Fuerzas Actuantes	25
3.3.1 <i>Fuerzas de gradiente de presión</i>	25
3.3.2 <i>Fuerza de Coriolis</i>	26
3.3.3 <i>Fuerza de gravedad</i>	26
3.3.4 <i>Fuerzas viscosas</i>	27
3.3.5 <i>Fuerza de marea</i>	27
3.4 Ecuación de Movimiento	28
3.4.1 <i>La aproximación de Boussinesq</i>	29

3.4.2 Tensión de Reynolds	30
3.5 Ecuación de Movimiento Medio	31
3.6 Modelo Barotrópico	32
CAPITULO IV. MODELO NUMÉRICO	35
4.1 Área de Integración	35
4.1.1 Fronteras naturales	35
4.1.2 Fronteras artificiales	37
4.2 Discretización del Modelo Hidrodinámico Barotrópico	39
4.2.1 Discretización de los diferentes términos del modelo.....	40
4.2.1.1 Discretización del parámetro de Coriolis	40
4.2.1.2 Términos para la integración de la componente U de la ecuación de movimiento.....	42
4.2.1.3 Términos para la integración de la componente V	43
4.2.1.4 Discretización de la ecuación de continuidad	44
4.3 Validez del Modelo Numérico	44
4.3.1 Error de truncación	44
4.3.2 Estabilidad	45
4.3.3 Consistencia	48
4.3.4 Convergencia	49
CAPITULO V. RESULTADOS DE LAS MEDICIONES EN CAMPO ...	50
5.1 Introducción	50
5.2 Batimetría	50
5.3 Perfiles Verticales de Temperatura, Salinidad, σ_T y diagramas T-S.	50
5.4 Diagramas acumulativos de temperatura, Salinidad, Densidad relativa (σ_T) y T-S	77
5.5 Planos Horizontales	77
5.5.1 Temperatura	77
5.5.2 Salinidad	81
5.5.3 Densidad relativa σ_T	81
5.6 Máximos gradientes verticales	89
5.7 Topografía de la termoclina, de la haloclina y de la pycnoclina	89
5.8 Frecuencia de Brunt-Väisälä	95
5.9 Corrientes geostróficas	95
5.10 Variables meteorológicas	98
5.11 Corrientes	98
5.12 Espectros de las series temporales de variación del Nivel del Agua, Velocidad, Temperatura y Salinidad	101
CAPITULO VI. IMÁGENES DE SATÉLITE	105
6.1 Introducción	105
6.2 Imágenes Térmicas de 1994	105
6.3 Imágenes Térmicas de 1995	119

CAPITULO VII. RESULTADOS DEL MODELO NUMÉRICO	142
7.1 Circulación Inducida por Viento	142
7.2 Circulación Inducida por la Componente de Marea M₂	150
CAPITULO VIII. DISCUSIONES	169
CAPITULO IX. CONCLUSIONES	186
REFERENCIAS	189
A. ANEXO DE ANTECEDENTES.....	A.1
A.1 Antecedentes en el área de Física de la Bahía de La Paz.....	A.1
A.2 Antecedentes en el área de Química de la Bahía de La Paz, B.C.S.....	A.1
A.3 Antecedentes en el área de Geología de la Bahía de La Paz, B.C.S.....	A.2
A.4 Antecedentes en el área de Biología de la Bahía de La Paz, B.C.S.....	A.6

RESUMEN

Esta investigación fue desarrollada debido a la necesidad de conocer la estructura termohalina y la dinámica de la Bahía de La Paz, B.C.S. Los aspectos tratados son: la variación espacio-temporal de la temperatura, la salinidad y la densidad y la variación espacio-temporal del campo de las corrientes inducidas por el esfuerzo del viento y por la componente de marea M_2 mediante un modelo hidrodinámico numérico.

La distribución espacial del campo de temperatura y conductividad fue inferida de los resultados de varias campañas oceanográficas, en las cuales se usó un CTD para tomar datos desde la superficie hasta el fondo. El campo de densidad fue calculado a partir de los datos de temperatura y conductividad.

Se obtuvieron series temporales de velocidad y dirección del agua, temperatura y conductividad mediante correntómetros colocados en puntos fijos en la bahía. Las mareas fueron medidas usando sensores de presión.

El modelo hidrodinámico se usó para simular la respuesta de la bahía ante forzamientos debido a la marea y al viento (viento del noroeste, viento del norte y viento del noreste).

El modelo dió como resultados una serie de estructuras de mesoescala que coinciden con los resultados de las observaciones en campo.

Las imágenes de satélite muestran áreas frías, relacionadas posiblemente con surgencias, en la parte occidental del Golfo de California (en la costa de Baja California) durante el verano, asociadas con viento del sureste. Por otro lado, en invierno se presentan áreas de agua fría en la costa este (Sinaloa), asociada con viento del noroeste, el cual es característico de invierno. La Bahía de La Paz se ve homogénea en estas imágenes y cuando hay diferencias, son similares a la forma de las corrientes de la marea.

De los resultados se concluye que la Bahía de La Paz presenta un carácter fuertemente barotrópico, siendo el viento y la marea los factores que establecen el patrón de la circulación y la estructura termohalina.

ABSTRACT

This research has been carried out due to the necessity of knowing the termohaline and dynamics structure of Bahía de la Paz, B.C.S. The discussed aspects are: The spatio-temporal distribution of the temperature, salinity and density, and the spatio-temporal variation of the currents induced by the wind stress, by the M_2 tide, by means of a hydrodynamical numerical model.

The spatial distribution of the temperature and conductivity field was obtained in several oceanographic cruises with a CTD, measuring from surface to bottom at each station. The density field was calculated from the measured fields.

The temporal series of the variation of currents, temperature and conductivity of the water were obtained with current meters at fixed points. The tides were measured with pressure sensors.

The hydrodynamical numerical model was used to simulate the currents induced by the tide and by the wind stress (wind from northwest, north and northeast). Mesoscale structures were found with the numerical model, coincident with the temperature and salinity fields measured. Mesoscale structures were found with the numerical model, coincident with the temperature and salinity fields measured.

In the satellite imagery were observed cold areas, possibly related with upwellings, at the western side of the Gulf of California (coast of Baja California) during summer, associated to winds from southeast and in the east (coast of Sinaloa), associated to winds from northwest, that are characteristics of winter. Bahía de La Paz is seen homogeneous in this images and when there are differences, they are similar to the form of the tidal currents.

Finally, from the results, it can be observed that the bay presents a strong barotropic structure and that the wind stresses and the tides are the principal factors governing the circulation and the termohaline structure.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

La Bahía de La Paz, que se localiza en la parte sur-este de la Península de Baja California, en una región en la cual se ha incrementado el crecimiento de la población. En la parte sureste de la bahía se localiza una laguna costera denominada Ensenada de La Paz; en la costa sur del canal que conduce a la Ensenada de La Paz se encuentra el Puerto de La Paz, capital del estado de Baja California Sur. En este puerto y en áreas circundantes a la bahía, se ha planteado un gran desarrollo turístico, como continuación de los grandes complejos hoteleros de Los Cabos. No obstante, la importancia que esto representa, hasta la fecha no existen estudios del comportamiento de las aguas de la bahía que permitan establecer una base sólida para el adecuado entendimiento del patrón de las corrientes y de su posible influencia en la zona costera y esto es indispensable para evaluar posibles impactos al medio ambiente.

Paralelo a la inquietud de conocer las características de la circulación se plantea la interrogante sobre el tipo de procesos que dominan la dinámica de la bahía. Por estar esta inmersa en el sistema del Golfo de California, región en la cual los procesos baroclínicos son intensos y de gran importancia, sería de esperarse que se pudiera observar un sistema baroclínico bien desarrollado en la bahía. Por otro lado, su poca profundidad nos inclina a pensar que los procesos barotrópicos podrían ser el mecanismo dominante.

1.2 Objetivos

Para resolver la incógnita planteada, se diseñó este proyecto, cuyos objetivos principales se pueden resumir en dos: 1) el de conocer las características de los procesos que dominan la dinámica de la bahía, ya sean éstos barotrópicos o baroclínicos, y 2) el de simular la circulación mediante la aplicación de un modelo numérico ante diferentes condiciones de forzamiento.

1.3 Área de Estudio

La Bahía de La Paz, B.C.S., México, se localiza a 200 km del extremo sureste de la península de Baja California, en la parte sur del Golfo de California (Fig. 1.1). Su longitud es de 90 km y su ancho de 60 km, su área es de aproximadamente 4500 km².

Su localización geográfica está entre los 24.10° y 24.85° de latitud norte y los 110.30° y 110.75° de longitud oeste.

Algunos autores consideran a la Isla San Francisquito o a la Isla San José como el límite noroeste de la Bahía de La Paz (Fig. 1.2). Sin embargo, hidrodinámicamente podemos decir que el límite se localiza en el lugar llamado Punta de Mechudo, ya que el Canal San José presenta un sistema hidrodinámico distinto al de la Bahía de La Paz.

La Bahía de La Paz tiene dos bocas que la comunican con el Golfo de California, una al noreste (Boca Grande) y otra al este (Boca Chica o Canal de San Lorenzo). El límite sureste de la Boca Grande se encuentra en Los Islotes, lugar conocido regionalmente como La Lobera. La Boca Chica de la Bahía de La Paz, se encuentra entre la punta sur de la Isla Espíritu Santo y El Pulgero. Estos cuatro límites de la bahía se encuentran señalados por medio de balizas a ambos extremos de las dos bocas de comunicación con el Golfo de California.

La Bahía de La Paz se encuentra comunicada por un canal natural con la Ensenada de La Paz, la cual es una laguna costera (Fig. 1.2). Dicho canal es el conducto de navegación al Puerto de La Paz y en éste se encuentra el Muelle Fiscal, en donde el Instituto de Geofísica de la UNAM, efectuó muestreos del nivel de la superficie libre del mar durante 20 años, para producir los pronósticos de marea para dicho puerto.

La batimetría (Fig. 1.3), de la mitad noroeste de la bahía indica una región profunda (400 m) separada por un umbral suave en la Boca Grande (250 m) y una región sur que disminuye su profundidad con un gradiente uniforme hasta llegar a una falla, hacia el sur de la cual existe una parte somera con pendiente suave y playas extensas. La profundidad máxima de Canal San Lorenzo es de 19 m.

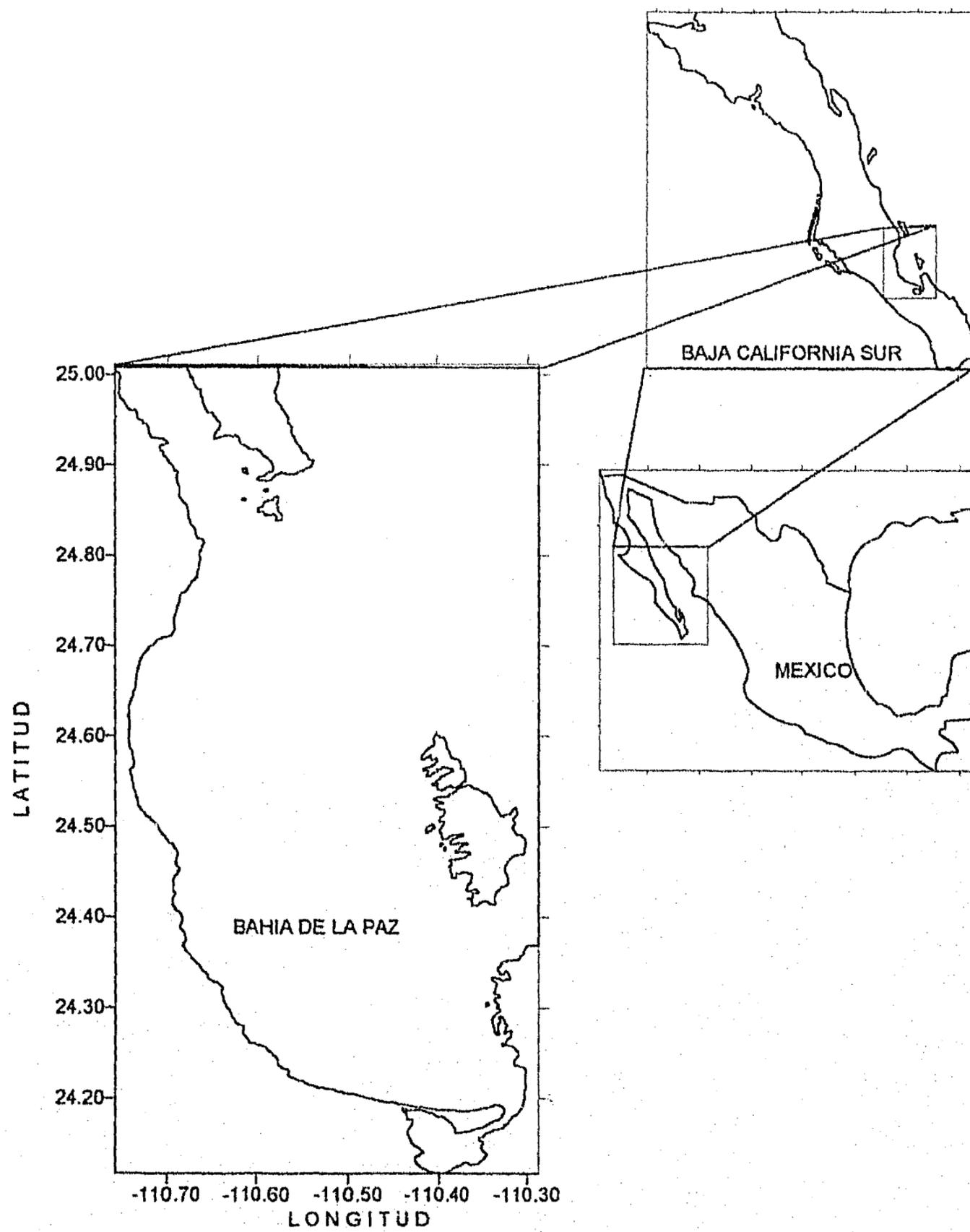


Fig. 1.1 Localización del Area de Estudio (Bahía de La Paz, B.C.S.)

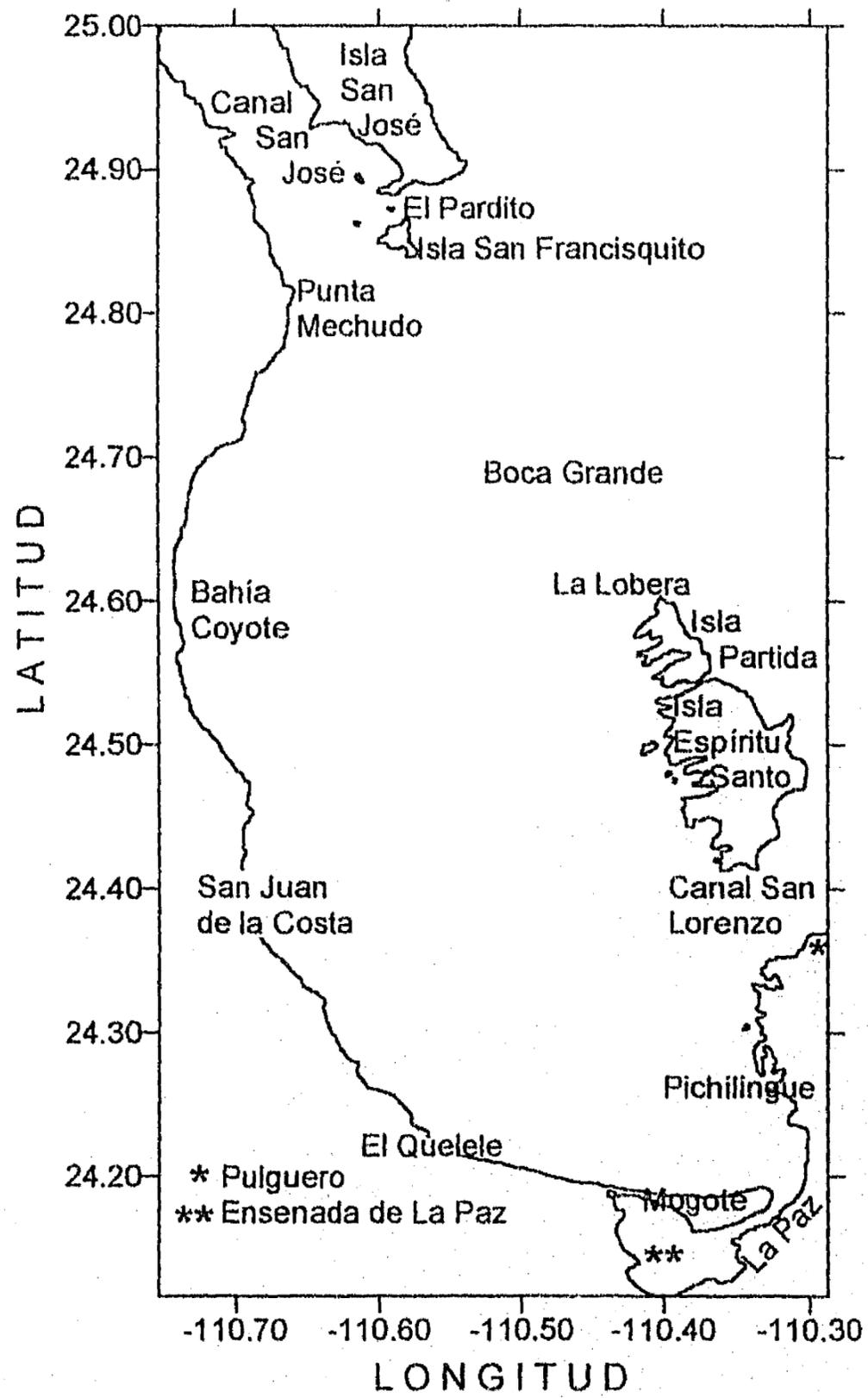


Fig. 1.2 Toponimia de la Bahía de La Paz, B.C.S.

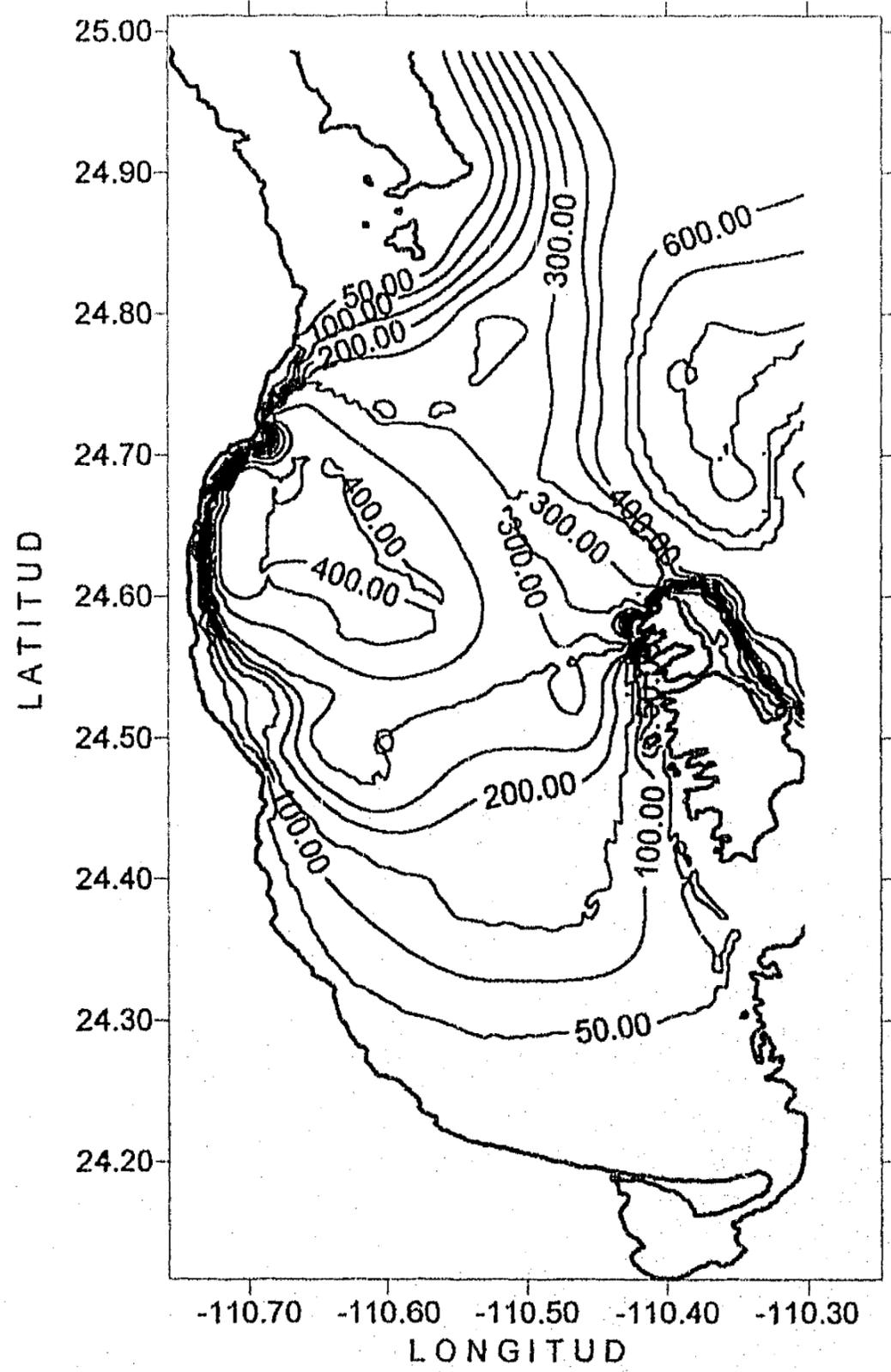


Fig. 1.3 Batimetría de la Bahía de La Paz, B.C.S. (m)

Una característica importante es la falla que se localizó recientemente en la parte media de la bahía (Cruz *et al.* 1991), y que es continuación de la que se observa en Tierra .

Los arroyos que desembocan en la bahía aportan agua dulce solo cuando hay precipitación, lo cual es poco frecuente. En época de ciclones, se presentan fuertes avenidas, sin embargo, sus volúmenes son despreciables con respecto al de la bahía.

1.4 Antecedentes

Los aspectos biológico-pesqueros, químicos y de contaminantes han sido estudiados por diversas instituciones, estando entre ellas el Centro de Investigaciones Biológicas y el Centro de Estudios de Aguas Litorales (Morales y Cabrera, 1982), y el CICIMAR. En el anexo 1 se presentan citas bibliográficas de publicaciones correspondientes a las áreas de física y química, en el anexo 2, de geología y en el 3 de biología; dichas citas fueron obtenidas de la base de datos Gulf (Schwartzlose, 1992). En el anexo de Geología se incluyen citas de una tesis de maestría realizada en CICIMAR (Murillo, 1987).

1.4.1 Corrientes

Este estudio se planteó para cubrir la escasez de información hidrodinámica de la Bahía de La Paz. En el canal de navegación del Puerto de La Paz se han reportado velocidades de corrientes de marea cercanas a 1 m s^{-1} , y en el Canal San Lorenzo, que se encuentra entre la Isla Espíritu Santo y la Península de La Paz, se han registrado velocidades superiores a 1 m s^{-1} (Obeso y Jiménez, 1992).

1.4.2 Mareas

Las mareas en la Bahía de La Paz, dependen de la cooscilación con la marea del Golfo de California. Así como la marea en el Golfo se debe principalmente a la cooscilación con el Océano Pacífico. En el golfo solo el 3 % de la variación del nivel de la superficie libre es debida a efectos astronómicos, y el resto a la cooscilación con el Océano Pacífico.

La marea en La Paz es de carácter semidiurno, y al igual que en la mitad sur del Golfo de California, el reflujó que se encuentra entre la pleamar superior y la bajamar inferior es el más intenso, ocasionando corrientes de marea muy fuertes, mayores que las que se observan en el caso del flujo; esta característica es lo que hace que se mantengan sin azolve los canales de las lagunas costeras de dicho lugar.

Las principales componentes armónicas semi-diurnas son: M_2 , S_2 , N_2 , y K_2 y las principales componentes armónicas diurnas son: K_1 , O_1 y P_1 . En la Tabla I se presentan las amplitudes y fases de las principales armónicas en la Bahía de la Paz tomadas de Grivel (1983).

Tabla I
Principales Armónicos de la Marea en la Bahía de la Paz, B.C.S.

Armónico	Amplitud (m)	Fase (grados) 105° W
M_2	0.239	274.29
S_2	0.179	271.59
N_2	0.050	274.80
K_2	0.059	267.85
K_1	0.250	83.91
O_1	0.171	81.08
P_1	0.081	84.69

1.4.3 Condiciones meteorológicas

En la Bahía de la Paz se pueden identificar tres patrones de vientos característicos: vientos del noroeste, vientos del norte y vientos del sureste; así como el régimen de brisas. Los patrones de viento han sido denominados por la población mediante nombres que se identifican con puntos geográficos próximos. Los vientos del noroeste son conocidos como "Coromuel", los vientos del norte son denominados "Nortes" y los del sureste "Coyas".

El viento medio en la Bahía de La Paz es proveniente del noroeste con magnitud de 5 m s^{-1} los vientos extremos, provenientes del norte, llegan a los 10 m s^{-1} (SMN).

La humedad relativa es del orden de 50 % durante el día, ocasionando un clima semidesértico. Existe sobre esta región un centro de baja presión permanente debido a convección por calentamiento de las capas inferiores de la atmósfera, resultado de la radiación de la tierra calentada por el sol. La cobertura de nubes durante el año es de las mas bajas de la república. Se registran días nublados solo cuando se acerca una masa de aire tropical y se encuentra con una masa fría o cuando se aproxima un ciclón tropical.

La precipitación media anual es de 180 mm y la evaporación media anual es de 300 mm (Jiménez Illescas, 1983). Esto significa que la evaporación excede a la precipitación, lo cual causa un aumento en la salinidad, ya que el aporte permanente de agua dulce por ríos es prácticamente nulo.

A partir del análisis de 57 estaciones climatólogicas de la parte sur de la península de Baja California Sur, con 20 o más años de operación, Salinas *et al.*, (1990), distinguen tres épocas del año: Epoca I de marzo a junio, que corresponde al período seco, Epoca II de julio a octubre y Epoca III de noviembre a febrero. Las épocas II y III son épocas de lluvias. En este estudio los autores regionalizan el Estado de B.C.S., quedando el área de la Bahía de La Paz, ubicada en la región II, en la que las mayores variaciones están en el intervalo Cuasibianual (de 2 a 3 años). Los autores muestran la existencia de una señal de 11.5 años, posiblemente relacionada a la actividad solar, pero a partir de la época 47/69 se observa el intervalo de El Niño, la cual es aproximadamente de 7.7 años, así como el ciclo cuasibianual.

En el histograma de medias mensuales de precipitación para una serie que va de 1906 a 1986, Salinas y Leyva (1988) muestran que la máxima frecuencia se presenta en el mes de septiembre, con 60 mm, seguido por agosto con 43 mm y diciembre con 20 mm. En el resto del año la precipitación es menor a 20 mm teniendo una distribución bimodal para septiembre y diciembre, (Fig. 1.4).

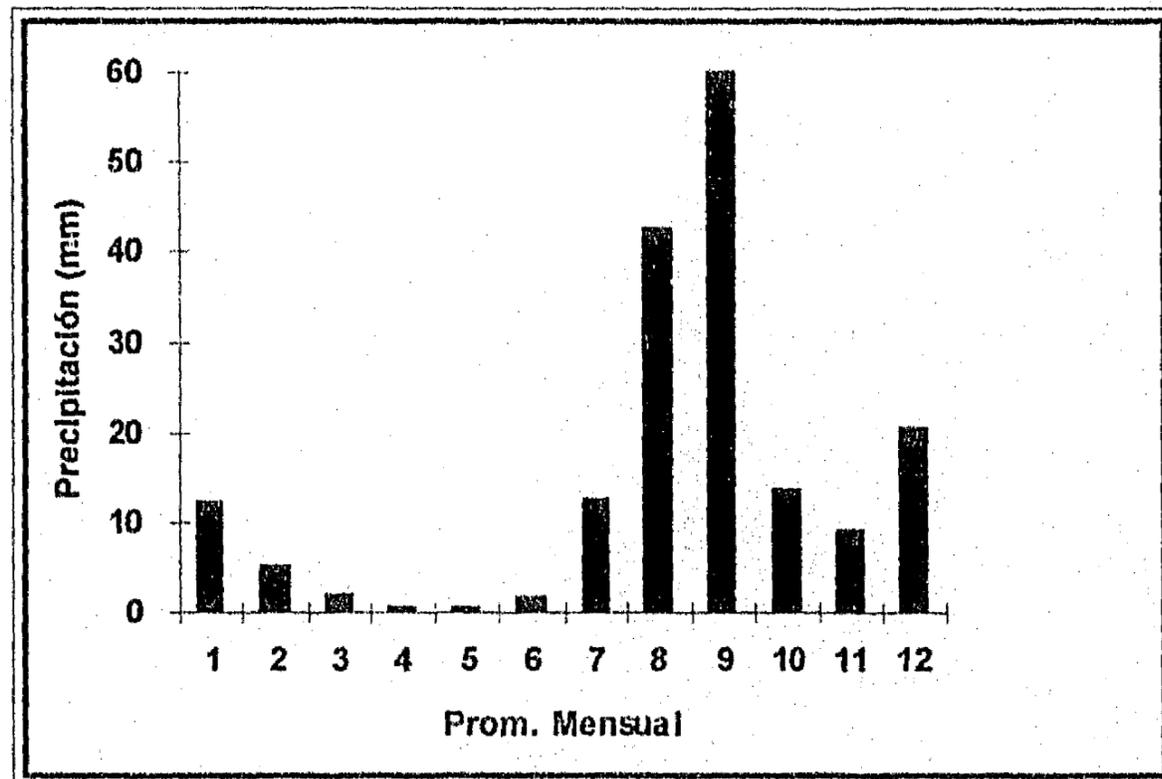
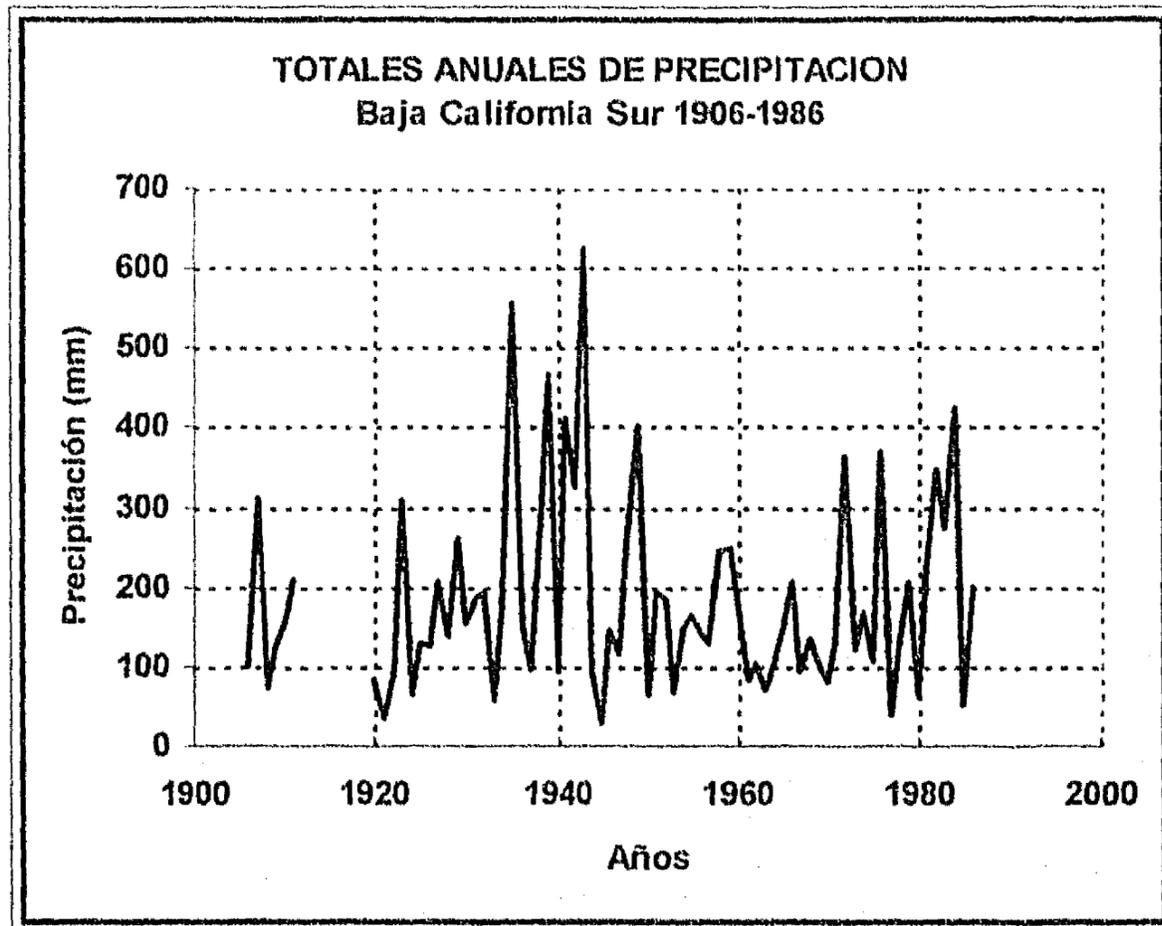


Fig. 1.4 Totales anuales y promedios mensuales de precipitación en Baja California Sur.

1.4.4 Hidrografía de la Bahía de la Paz

Con respecto a este tema, la información es sumamente escasa, por lo cual se plantearon en CICIMAR una serie de cruceros oceanográficos a partir de 1992 (Jiménez *et al*, 1994), relacionados con este trabajo y financiados por el I.P.N., con el fin de conocer y describir las características básicas de la bahía. Tradicionalmente las investigaciones habían sido planteadas para el estudio del Golfo de California y no había registros de observaciones hidrográficas de la bahía, sin embargo, se sabe que diversos grupos de investigación han efectuado mediciones aisladas y esporádicas asociadas a la pesca o a diversos estudios biológicos, como es el caso de CICIMAR, CIB, U.A.B.C.S., C.I.C.E.S.E. y la U.N.A.M.; la mayor parte de los cuales se encuentran en informes inéditos o inaccesibles (ver en el anexo artículos relacionados con la Bahía de La Paz).

1.4.5 Variaciones interanuales y de gran escala de la Bahía de La Paz

La Bahía de La Paz es fuertemente influenciada por el Golfo de California, especialmente en la parte profunda, por lo tanto la variabilidad en el sur del golfo determina en gran parte la variabilidad de mesoescala en la Bahía de La Paz. El Golfo de California a su vez presenta un acoplamiento a la variabilidad climática interanual de gran escala del Pacífico oriental, la cual se ha registrado por medio de series de tiempo de nivel del mar y anomalías de temperatura en la costa; también está relacionado con el modo ecuatorial de oscilación, conocido comúnmente como El Niño/Oscilación del Sur. Sin embargo, no hay relación discernible entre el Golfo de California y los modos independientes de variabilidad del Giro del Pacífico Norte. La variabilidad interanual del golfo está asociada con la circulación norecuatorial, compuesta por la Corriente y la Contracorriente Norecuatorial y por la Corriente de Costa Rica (Baumgartner y Christensen, 1985).

1.4.6 Estudios Numérico-Hidrodinámicos de la Bahía de la Paz

En la Bahía de La Paz, se ha aplicado solamente un modelo hidrodinámico-numérico barotrópico; verticalmente integrado (Obeso y Jiménez, 1992*a*; Obeso y Jiménez, 1992*b*). Este modelo se desarrolló con el objeto de conocer la distribución espacial de corrientes en la bahía, con él se simuló las corrientes inducidas por marea y vientos.

CAPITULO II

MÉTODOS Y MATERIALES

2.1 Observaciones

Dada la falta de información necesaria para llevar a cabo un estudio de este tipo para la Bahía de La Paz, fue necesario efectuar una serie de observaciones que nos permitieran conocer las características de los procesos físicos que ocurren en dicha región.

Se propusieron dos cruceros por año, a partir de 1992, en los cuales se efectuaron 20 estaciones como mínimo en cada crucero. Se midió con CTD: temperatura, conductividad y presión; con los cuales se calcularon salinidad, σ_T , frecuencia de Brunt-Väisälä, y corrientes geostroficas. La figura 2.1 muestra la ubicación de los equipos colocados.

2.1.1 Mediciones de corrientes

Se instalaron correntómetros (06/92, 02/93, 03/94) en la Bahía de la Paz, concretamente en el sur del Canal San Lorenzo (Boca Chica), en Punta Mechudo (norte de Boca Grande) y en San Juan de la Costa. Se escogieron las bocas para colocar los correntómetros con el objeto de conocer el intercambio de agua que hay entre la Bahía y el Golfo de California; y en San Juan de la Costa para tener información sobre la disminución de la magnitud o cambio de dirección en el interior de la bahía.

Se usaron correntómetros InterOcean S4, con una capacidad de muestreo mínima de medio segundo registrándose tiempo, magnitud y dirección de la corriente, este equipo tiene incluidos sensores de conductividad, temperatura y presión. El instrumento calcula internamente, salinidad y densidad. Los rangos y precisiones son: en temperatura -5 a + 45 °C, con precisión de ± 0.02 °C; en conductividad de 0 a 70 mohs cm^{-1} con precisión de ± 0.02 ; en presión de 0 a 70 m con precisión de ± 0.15 % EC (Escala Completa) y resolución 4 mm. Uno de los correntómetros

- CORRENTÓMETRO
- OLÓGRAFO-MAREÓGRAFO
- + ESTACIÓN METEOROLÓGICA

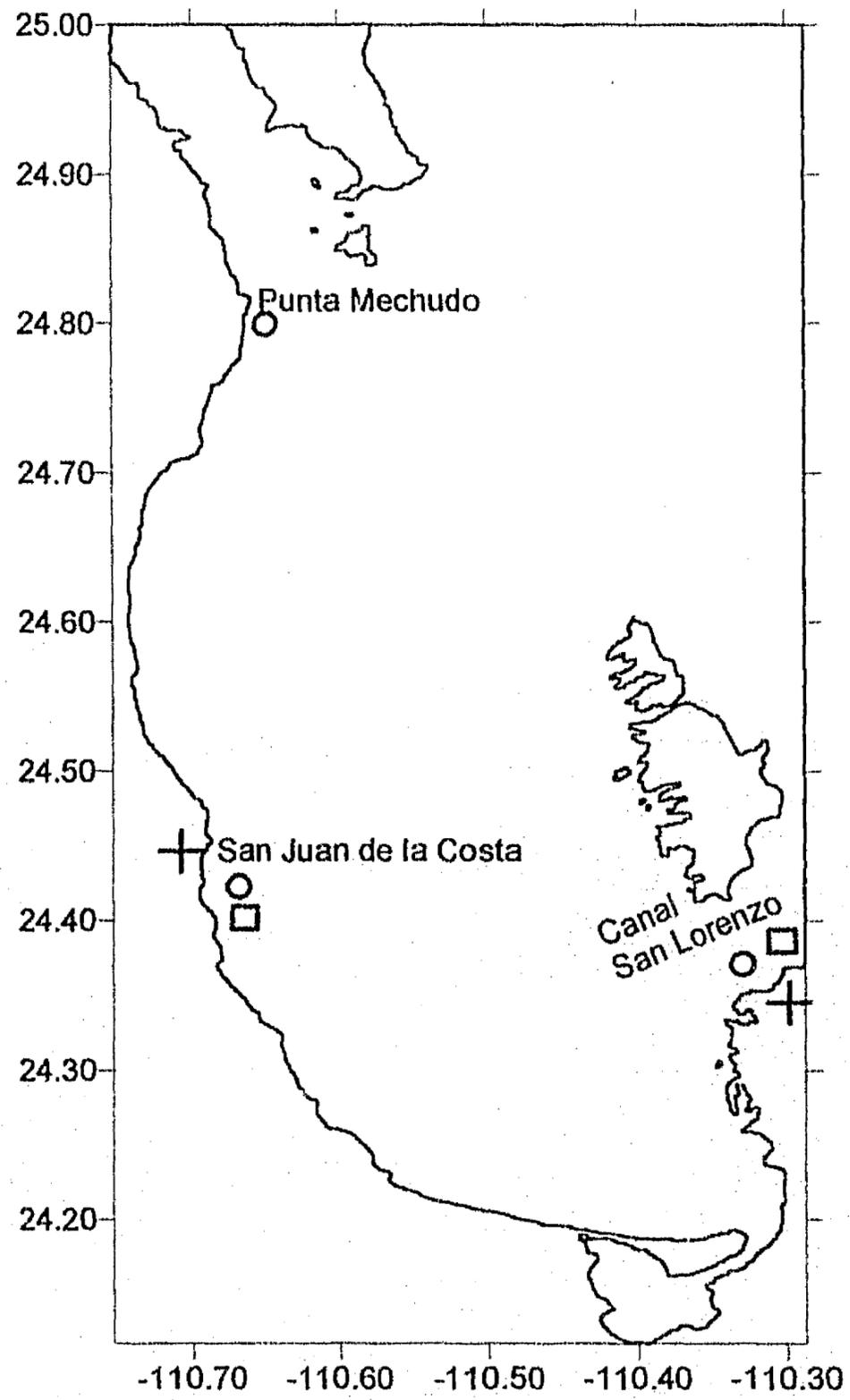


Fig. 2.1 Ubicación de los Instrumentos

colocados tiene un rango de 0 a 1000 m, resolución de 1 m y precisión de $\pm 0.15\%$ EC.

Los correntómetros usados son programables por medio de una PC y una interface a través de puerto serial; ya programados, son autónomos y funcionan con baterías. Tienen memoria continua con capacidad de 1 MB.

En el lugar denominado como San Juan de la Costa se colocaron 2 correntómetros uno a 0.5 m del fondo sobre la isobata de los 2 m y el otro a 5 m de profundidad sobre la isobata de los 10 m, y frente a Punta Mechudo, en donde la profundidad total es de 60 metros, se colocaron dos correntómetros, uno a 18 y el otro a 42 m de profundidad. Este arreglo se diseñó para poder identificar si hay diferente intensidad y dirección de la corriente en las profundidades señaladas. Estos aparatos se suspendieron de varias boyas a media agua y se colocaron boyas de señalamiento en la superficie, utilizando reflectores de radar para hacer más fácil su recuperación.

Todos los anclajes fueron posicionados desde tierra con teodolito y situados con GPS (posicionador por satélite), para hacer más segura su operación y más sencilla su recuperación. Los sistemas de anclaje usados tienen una base de plomo con vástago para sujetarlo al fondo y boya de señalamiento. En zonas con profundidad superior a 10 m, se usó ancla, muerto, boya a media agua, arriba y junto al correntómetro y boya de señalamiento.

2.1.2 Mediciones de Marea

La variación del nivel de la superficie libre del mar, en la cual se incluye la marea, el oleaje y las variaciones debidas a la presión atmosférica, fue medida con ológrafos-mareógrafos digitales de InterOcean. Estos ológrafos direccionales, tienen las mismas especificaciones que los correntómetros S4, pero cuentan con más memoria y con programas integrados para el análisis espectral de las series de intensidad y dirección del oleaje, y con nivel de ajuste automático. Este equipo separa la marea del oleaje usando filtros electrónicos. La gran ventaja de estos equipos, es que no requiere instalaciones especiales, muelles, etc.; ya programados se depositan en el fondo y se recupera fácilmente al terminar el muestreo. Los

sensores de presión WTGS4 y ológrafos direccionales S4, son programables y autónomos. Tienen un rango de 0 a 10 m, resolución de 4 mm y precisión de ± 0.15 % EC.

Se colocaron ológrafos-mareógrafos en la parte sur de Canal San Lorenzo (Boca Chica) y en San Juan de la Costa, en la parte oeste de la Bahía de La Paz (Fig. 2.1).

Por otro lado, se obtuvo una serie de tiempo de variación del nivel del agua, usando una regla de mareas con filtro físico, para medir marea y oleaje, verificando así la correcta operación del equipo. Dicha regla fue referida a un banco de nivel, en el punto situado en la parte más estrecha de la barrera que separa la Bahía, de la Ensenada de La Paz, es decir la laguna costera. Para esto se instalaron 12 marcas de nivel (mojoneras), una cada kilómetro, trazándose una poligonal de apoyo y corriendo la nivelación hasta el muelle fiscal de La Paz, para referir el nivel del sensor de presión con el nivel de la regla de marea colocada por el Instituto de Geofísica de la UNAM.

2.1.3 Variables meteorológicas

Se colocaron dos estaciones meteorológicas electrónicas marca Heathkit, una en la costa en la parte sur del Canal San Lorenzo y la otra en San Juan de la Costa. Las estaciones meteorológicas miden temperatura del aire, presión atmosférica, humedad relativa y magnitud y dirección del viento, en intervalos de una hora.

Se utilizó un anemómetro portátil Kalhsico para medir la magnitud y dirección del viento durante los muestreos efectuados en la embarcación, esto con el objeto de complementar la información obtenida mediante las estaciones meteorológicas en tierra y la proporcionada por la estación meteorológica de la embarcación.

2.1.4 Hidrografía

Para llevar a cabo las mediciones de temperatura, conductividad y presión se adaptó una lancha para pesca deportiva, equipándola con radar, video sonar, ecosonda, estación meteorológica, computadora portátil, inversor de corriente, estructura en popa con pasteca, winche manual y un CTD InterOcean.

La ubicación de las estaciones de muestreo, se llevó a cabo con radar; se efectuó una estación cada 5 millas náuticas en las diferentes secciones. En el momento de lanzar el CTD, se situó, también, la estación con posicionador por satélite (GPS).

La distribución espacial de las estaciones se hizo en forma aproximadamente radial (Fig. 2.2), lo anterior debido a que las primeras observaciones de la dinámica de la región mostraron un patrón de corrientes con un comportamiento aproximadamente circular (Jiménez Illescas, 1983).

En cada estación se midió la profundidad con un sonar digital, en los casos en los cuales la profundidad fue mayor a 250 m, se utilizó una ecosonda gráfica para verificar las mediciones del sonar digital. La velocidad de descenso fue de 80 cm s^{-1} y la de ascenso, de 60 cm s^{-1} , aproximadamente.

2.1.5 Tabla de especificaciones técnicas de los equipos oceanográficos

CORRENTOMETRO			
<i>SENSOR</i>	<i>RANGO</i>	<i>RESOLUCIÓN</i>	<i>PRECISIÓN</i>
Velocidad	$0-350 \text{ cm s}^{-1}$	0.2 cm s^{-1}	$2 \% \text{ lectura} \pm 1 \text{ cm s}^{-1}$
Compás	360°	0.5°	$\pm 0.25^{\circ}$
Presión	$0-1000 \text{ db}$	1 db	$\pm 0.15 \% \text{ de la escala}$
Presión	$0-70 \text{ m}$	4 mm	$\pm 0.15 \% \text{ de la escala}$
Conductividad	$0-70 \text{ mS cm}^{-1}$	0.1 mS cm^{-1}	0.2 mS cm^{-1}
Temperatura (Termistor)	$-5 \text{ a } +45^{\circ}\text{C}$	0.05°C	$\pm 0.05^{\circ}\text{C}$
Variables Calculadas			
Salinidad	$2 \text{ a } 42 \text{ ups}$	0.01 ups	$\pm 0.02 \text{ ups}$
Densidad	$995 - 1075 \text{ kg m}^{-3}$	0.01 kg m^{-3}	0.025 kg m^{-3}

CTD			
<i>SENSOR</i>	<i>RANGO</i>	<i>RESOLUCIÓN</i>	<i>PRECISIÓN</i>
Conductividad	$0-70 \text{ mS cm}^{-1}$	0.005 mS cm^{-1}	$0.02 \text{ mS cm}^{-1} (0.06 \text{ s resp})$
Temperatura (Termistor)	$-5 \text{ a } +45^{\circ}\text{C}$	0.003°C	$\pm 0.02^{\circ}\text{C} (0.06 \text{ s resp.})$
Presión	$0-1000 \text{ db}$	1 db	$\pm 0.15 \% \text{ de la escala}$

BAHIA DE LA PAZ, B.C.S. marzo 94

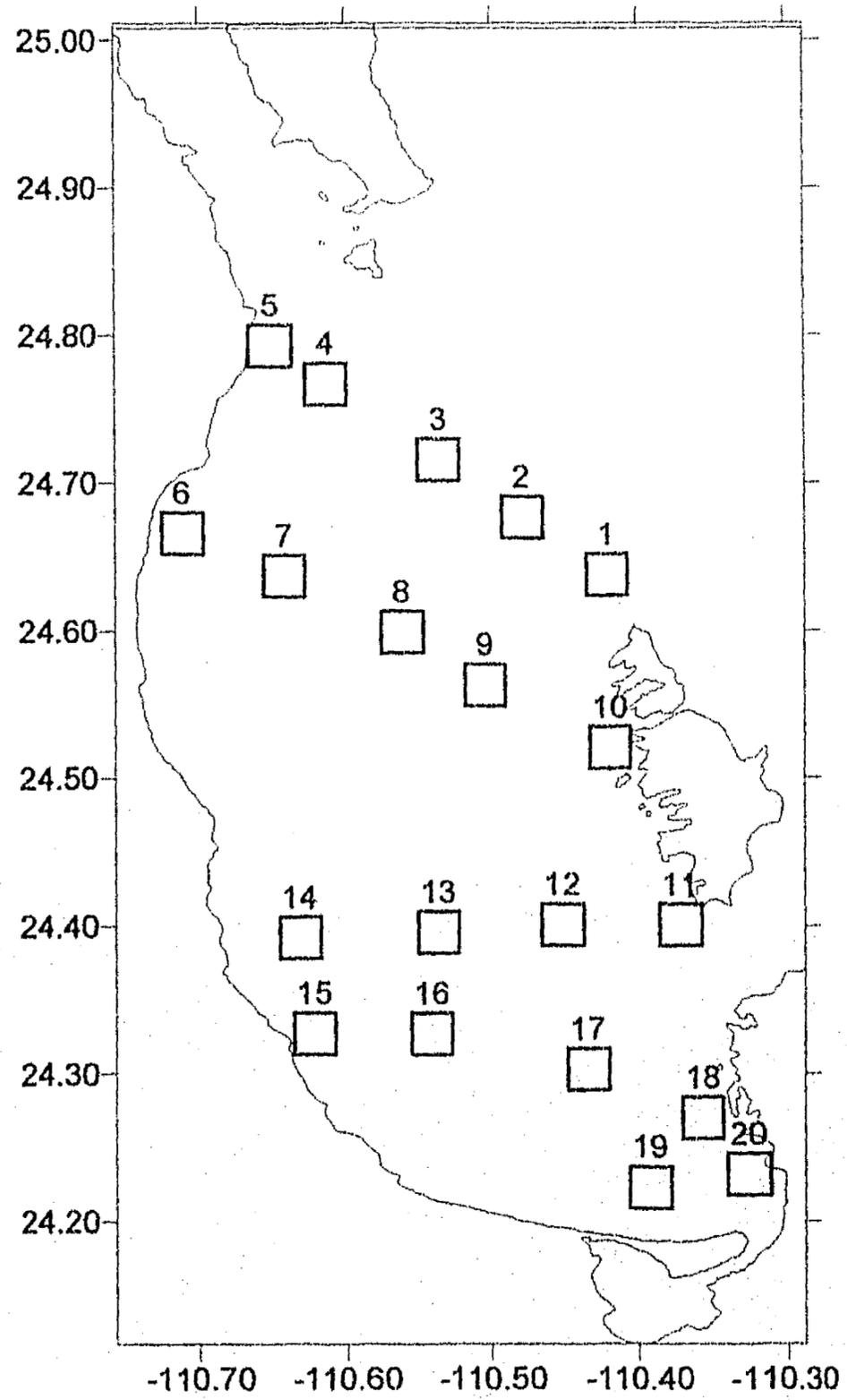


Fig. 2.2 Distribución espacial de las estaciones del crucero oceanográfico efectuado en la Bahía de La Paz (marzo 1994)

2.2 Análisis de Imágenes de Satélite

Las imágenes de satélite permiten tener una representación sinóptica de la temperatura superficial del océano. De esta forma también se puede analizar el grado de homogeneización de la bahía.

2.2.1 Bandas de imágenes de satélite

Los instrumentos que cuentan con un barredor multiespectral, (como es el caso del Coastal Zone Color Scanner), captan de 3 a 11 imágenes simultáneamente, por lo cual, cuando se refiere uno al conjunto, se le denomina "imagen" y cuando se refiere a una de estas imágenes individuales, se le llama "banda" de la imagen, por lo que se puede hablar de banda roja, banda azul o banda infrarroja, dependiendo de la frecuencia. Las bandas están alineadas de tal manera, que se superponen y pueden desplegar una figura compuesta en sus tres colores de despliegue, sin haber desplazamiento alguno entre ellas (Niblack, 1986). La banda infrarroja cercana es muy útil para determinar con precisión la línea de la costa, por otra parte el infrarrojo térmico, se correlaciona fácilmente con la temperatura superficial del mar.

Se analizaron 16 imágenes, dentro de la banda térmica infrarroja, proporcionadas por CICESE y BIOPECA de Ensenada, del 15, 16, 17, 25, 26 y 27 de julio de 1994, y del 21, 22, 23, 29, 30, 31 de mayo; 2 de junio, 12 de agosto y 10 de septiembre de 1995.

2.3 Tratamiento preliminar de los datos

2.3.1 Corrientes y mareas

Corrientes

La información obtenida fue filtrada para eliminar el ruido existente en las series, para esto se usaron filtros numéricos (promedios) del mismo ancho de banda

que la longitud de la variación observada de alta frecuencia (ruido) en el momento del muestreo.

A las series de tiempo se les aplicó un análisis espectral mediante transformada rápida de Fourier (FFT), con el objeto de conocer las frecuencias características de los movimientos más importantes que se registraron durante las observaciones.

Mareas

Haciendo uso de la información de los reportes de marea del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, de los resultados de las observaciones y usando la fórmula de Dietrich *et al.* (1975):

$$F = \frac{O_1 + K_1}{S_2 + M_2} \quad (2.1)$$

se calculó el número de forma (F) de la marea en la bahía. En la ecuación (2.1) O_1 , K_1 , S_2 y M_2 , son las principales componentes que forman la marea. Las condiciones para su clasificación son tales que si $0 \leq F \leq 0.25$ se tiene marea semidiurna, si $0.25 < F \leq 1.50$ se tiene marea mixta con dominancia semidiurna, si $1.50 < F \leq 3.00$ se tiene marea mixta con dominancia diurna y finalmente si $F > 3.00$ entonces se tiene marea de tipo diurna.

2.3.2 Frecuencia de Brunt-Väisälä

A partir de los datos de temperatura, conductividad, presión, salinidad y σ_T que proporciona el CTD se calcularon frecuencias de Brunt-Väisälä y corrientes geostroficas.

El cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä (N) esta definida como (Pond y Pickard, 1978):

$$N^2 = gE \quad (2.2)$$

donde g es la aceleración debida a la atracción de la tierra, y E es la estabilidad de la parcela de agua, la cual se define como:

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{g}{C^2} \quad (2.3)$$

El segundo término de la ecuación (2.3) tiene un valor aproximado de 4×10^{-8} y puede ser despreciable si el primer término de estabilidad de Helland-Hansen es grande. En la ecuación (2.3) ρ es la densidad y C es la velocidad del sonido en el agua de mar, con lo cual podemos escribir:

$$\frac{\partial \sigma_T}{\partial z} \cong \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{g\rho}{C^2} \quad (2.4)$$

Entonces, el cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä se puede escribir como:

$$N^2 = g \left[-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_T}{\partial z} \right] \quad (2.5)$$

Si se divide entre 2π la ecuación (2.5), se obtienen unidades de ciclos por segundo a la menos uno, lo cual es una frecuencia angular.

Nótese que la frecuencia de Brunt-Väisälä corresponde a la frecuencia máxima que puede tener una onda interna en aguas de estabilidad E .

Los valores máximos de N se encuentran comúnmente en la región donde se encuentra la pycnoclina; esto es en donde el gradiente vertical de densidad es máximo.

2.3.3 Corrientes geostroficas

Con los datos de densidad se calcularon las velocidades geostroficas usando la relación de Helland-Hansen y Sandström entre la fuerza del gradiente relativo de presión y el volumen específico (Emilsson, 1971):

$$V_1 - V_2 = (P_1 - P_2) \frac{\alpha_B - \alpha_A}{2\Omega L \sin \phi} \quad (2.6)$$

Donde 1 y 2 son los niveles de presión entre los que se midió el volumen específico (α) en las estaciones *A* y *B*. Ω es la velocidad angular de la Tierra, ϕ es la latitud y *L* la longitud entre las estaciones.

Esta ecuación muestra que la corriente relativa va en sentido positivo cuando el parámetro de Coriolis es positivo y cuando $\alpha_B > \alpha_A$, o sea, en el Hemisferio norte el agua ligera se hallará a la derecha de la dirección de la corriente. En el hemisferio sur el parámetro de Coriolis es negativo y por consiguiente el agua ligera se hallara a la izquierda de la dirección de la corriente.

2.3.4 Series de tiempo de Temperatura, Salinidad y σ_T

A los datos de temperatura, salinidad y σ_T que proporcionan los correntómetros se les aplicó un análisis de Fourier, con el objeto de tratar de identificar períodos de oscilación característicos de la marea o de otros forzamientos.

CAPITULO III

MODELO HIDRODINÁMICO

3.1 Frecuencias Características de Movimientos en el Océano

Para estudiar la circulación en cuencas oceánicas, se requiere de un análisis de las escalas características del movimiento, tanto espaciales como temporales. Los movimientos que se presentan en el océano se dividen en movimientos de microescala, de mesoescala y de macroescala.

Procesos de microescala.- Éstos tienen frecuencias mayores a 10^{-2} s^{-1} y son esencialmente ondas de superficie y ondas acústicas.

Procesos de Mesoescala.- Las ondas de mesoescala tienen frecuencias en el rango 10^{-5} s^{-1} a 10^{-2} s^{-1} e incluyen ondas giroscópicas, oscilaciones inerciales, mareas y ondas de gravedad; el efecto de la curvatura de la Tierra es despreciable y los factores esenciales en las relaciones de dispersión son: el parámetro de Coriolis y las frecuencias de Brunt-Väisälä.

Procesos de Macroescala.- Las ondas de macroescala tienen frecuencias características de 10^{-8} s^{-1} a 10^{-5} s^{-1} y operan en un rango de números de onda entre 10^{-6} m^{-1} a 10^{-3} m^{-1} . Estas ondas están relacionadas con variaciones espaciales del parámetro de Coriolis e incluyen ondas baroclínicas muy lentas, ondas barotrópicas de Rossby y ondas baroclínicas rápidas confinadas en capas, estas ondas pueden ser consideradas como ondas topográficas de Rossby.

En el océano la variabilidad temporal y espacial se representa localmente por un espectro continuo de frecuencias, y diferentes números de onda. El uso de la palabra continuo para el espectro es deliberado a través de la historia de la Oceanografía; en muchos campos de la ciencia se han buscado procesos lineales simples, "cilcos", los cuales simplemente no existen (Warren y Wunch, 1981a). A partir de mediciones de la última década se sabe que las parametrizaciones simples de la variabilidad del océano no son válidas. La parte superior del océano es diferente a la capa inferior y los centros de los giros son diferentes de sus fronteras, los límites orientales del océano son diferentes a los occidentales y también su dinámica. A pesar de todas estas reflexiones, se observa una estrecha relación entre el forzamiento atmosférico y la circulación oceánica; la respuesta del océano al campo de viento ha sido observada por períodos desde días hasta años.

Los cambios interanuales del océano han sido observados en períodos largos, uno de los resultados interesantes es que la circulación oceánica de gran escala y su estructura baroclínica han permanecido estables por años como supuso Sverdrup (Sverdrup et al, 1942).

Las variaciones del nivel del mar y los registros de temperatura tomados durante períodos largos, han permitido determinar una gran cantidad de frecuencias características asociadas a diversos fenómenos cíclicos. Por otro lado, se ha determinado una relación entre fluctuaciones del nivel del mar transpacíficas y el surgimiento de agua caliente en las costas de Perú. Se supone que estos cambios son parte de la llamada Oscilación del Sur y de la celda de circulación de Walker en la atmósfera, sin embargo, sus relaciones son tema de investigación.

A partir del estudio de las anomalías del Pacífico, se han deducido los primeros tres modos empíricos de oscilación de la temperatura superficial del mar, los cuales explican el 50% de la varianza total de las fluctuaciones de temperatura superficial.

La variabilidad anual debida al forzamiento térmico del Sol, tiene un período anual y repercute en todo el sistema océano-atmósfera. El océano responde no solo a forzamiento térmico directo, sino también al indirecto por la diferencia entre la temperatura de la atmósfera y del océano, dicha respuesta está sobrepuesta a un fondo continuo en la respuesta espectral; dicho fondo resulta ser sorprendentemente débil.

En la mesoescala, el océano parece estar en un estado turbulento, con un número de Reynolds bastante alto (Warren 1981). La presencia de perturbaciones de escala

espaciales $O(100 \text{ km})$ ha sido evidente en observaciones de ondulaciones en las isopícnas. Las ondas costeras atrapadas fueron descubiertas por Hammon (1962) quien encontró fluctuaciones en el nivel del mar no asociadas a marea ni a presión atmosférica. Robinson (1964) las explicó en términos de Ondas de Rossby excitadas por fuerzas de presión atmosférica. Este tipo de ondas pueden ser medidas por mareógrafos. Las ondas de mesoescala representan el mayor porcentaje en la respuesta a fuerzas externas dependientes del tiempo, de la circulación de baja frecuencia en la plataforma, y de los remolinos de mesoescala. La mayoría de la variabilidad de los procesos de mesoescala o campo de remolinos es tema de actualidad en la investigación, sin embargo estos movimientos fueron estudiados por primera vez por Crease en 1962; utilizando boyas con flotabilidad neutra (Swallow, 1971). Mediante esta técnica se pudo observar giros en el oeste de Bermuda con velocidades de hasta 40 cm s^{-1} y períodos de rotación de 40 días. De resultados similares se observa que parece haber una banda con períodos entre 50 y 150 días en la que están contenidos los remolinos de mesoescala. Este pico está siempre presente en los espectros oceánicos correspondientes a series de tiempo de variación del nivel del mar. La existencia de campos mesoescalares fue ampliamente reconocida a partir de los experimentos Mid-Ocean Dynamics Experiment (MODE1) y POLYMODE.

En la Bahía de La Paz los mecanismos que inducen la circulación son principalmente la marea y el viento. El modelo hidrodinámico que describe la circulación en esta zona, debe tener en cuenta las fuerzas inerciales, la fuerza de Coriolis, la fuerza de gradiente de presión y las fuerzas friccionales.

3.2 Leyes de Conservación de Masa y Momentum

Aplicar las leyes de conservación a las diferentes variables de estado de un fluido geofísico, permite obtener una representación formal de la física de los fluidos, por medio de las ecuaciones hidrodinámicas. Las leyes de conservación establecen que los cambios en la variable dependen de las interacciones de ésta con el medio que la rodea.

La evolución de las variables de estado puede ser representada por sistemas de ecuaciones que resumen las leyes de conservación de la masa, de la energía, de la cantidad de movimiento, etc. La ecuación de evolución de una variable de estado α puede ser representada como (e.g. Nihoul, 1975):

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla(\alpha \vec{V}) = Q^\alpha - \nabla \cdot \vec{\Psi}^\alpha \quad (3.1)$$

donde \vec{V} es la velocidad del fluido, Q^α es la resultante de la producción y/o destrucción del constituyente α ; el término $-\nabla \cdot \vec{\Psi}^\alpha$ representa la difusión molecular. En este caso en el que la variable de estado sea la masa específica del agua de mar ρ , considerando que la difusión molecular y la resultante de la producción y/o destrucción del constituyente, son nulos; de la ecuación (3.1) se obtiene la ecuación de continuidad, que describe la conservación de la masa, la cual se puede escribir como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0 \quad (3.2)$$

Si la nueva variable de estado α representa la cantidad de movimiento (ρV), al considerar la difusión molecular como despreciable, se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \vec{V}) + \nabla \cdot (\rho V \vec{V}) = Q^{\rho V} \quad (3.3)$$

En la ecuación (3.3), el término $Q^{\rho V}$ contiene la suma de fuerzas por unidad de volumen, aplicadas al sistema, las cuales son debidas al gradiente de presión, Coriolis, la gravedad, la fricción y a la marea.

Las ecuaciones (3.2) y (3.3) son la base del modelo hidrodinámico que se usó en este trabajo. Dichas ecuaciones encierran toda las escalas espacio temporales del movimiento en el océano, y representan un campo de velocidades extremadamente complejo. Estas ecuaciones son no lineales, y no es posible obtener una solución analítica. Cuando estas ecuaciones se aplican a una cuenca oceánica con fondo y línea de costa irregulares, el problema se vuelve sumamente complejo. Sin embargo, es posible resolver el sistema de ecuaciones numéricamente.

En un modelo de circulación donde se desea simular las corrientes inducidas por marea y por viento, deben considerarse las escalas espacio-temporales correspondientes a los movimientos de las mareas y a los movimientos inducidos por

el viento. Para esto es posible utilizar diferentes aproximaciones, las cuales son ya clásicas en la dinámica de fluidos, y obtener un sistema de ecuaciones coherentes al problema de mareas y de la circulación inducida por el viento. Antes de aplicar las aproximaciones necesarias en este estudio, hablaremos de las fuerzas involucradas en la dinámica del océano.

3.3 Fuerzas Actuantes

3.3.1 Fuerzas de gradiente de presión

La fuerza del gradiente de presión se produce cuando en dos puntos de una misma superficie de igual densidad se tienen alturas diferentes con respecto a una misma superficie geopotencial. Esto genera un gradiente de presión que causa una corriente de compensación.

Cuando hay una distribución no-uniforme de densidad del agua de mar, aún con la superficie del mar al mismo nivel, puede haber diferencias en presión a lo largo de un plano de referencia interior, debido a las diferencias en la densidad promedio de las columnas de agua adyacentes. La presión desarrollada bajo una columna de fluido denso, excede a la presión de la columna del mismo tamaño, pero con agua de menor densidad, por lo tanto, una partícula de agua en este plano, experimentará un gradiente de presión que causará su movimiento, de la zona de mayor presión hacia la de menor presión. La fuerza de gradiente de presión por unidad de volumen se representa como:

$$\text{Fuerza de gradiente de presión} = \nabla P$$

Donde P es la presión.

3.3.2 Fuerza de Coriolis

La fuerza de Coriolis afecta a los fluidos en movimiento y es una fuerza que tiene su origen en la rotación de la Tierra; se debe al cambio de sistema de referencia, es decir, el movimiento se da en el espacio sideral y tiende a conservar su movimiento rectilíneo uniforme, el cual se ve modificado por la gravedad, pero al rotar la Tierra y al considerar el sistema de referencia anclado a un punto de la corteza terrestre, aparece esta fuerza aparente que actúa desviando las corrientes hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Esta fuerza debe incluirse en las ecuaciones hidrodinámicas debido a la importancia de expresar los movimientos del océano referidos a sistemas de coordenadas fijos con respecto a la superficie terrestre. Esta fuerza se escribe como:

$$\text{Fuerza de Coriolis} = -2 \rho \bar{\Omega} \times \bar{V}$$

donde $\bar{\Omega}$ es la frecuencia angular de la Tierra y \bar{V} es la velocidad del fluido. Cuando en una cuenca oceánica se encuentran en equilibrio las fuerzas del gradiente de presión con la fuerza de Coriolis, se producen las corrientes conocidas como corrientes geostroficas. Las de la Bahía de La Paz se discutirán más adelante.

3.3.3 Fuerza de Gravedad

El campo gravitacional de la Tierra, produce una fuerza por unidad de masa dirigida hacia el centro de la Tierra, con una magnitud "g". Sin embargo, la fuerza centrífuga, producto de la rotación de la Tierra, modifica ese valor y da origen a la gravedad aparente (g_a), la cual varía de acuerdo a la latitud. Sin embargo, estos cambios son muy pequeños y la fuerza de gravedad se escribe como:

$$\text{Fuerza de gravedad} = - \rho g k$$

Para un volumen unitario.

3.3.4 Fuerzas viscosas

Las fuerzas viscosas son fuerzas de superficie o que actúan en contacto. Los esfuerzos viscosos normalmente actúan como fuerzas retardadoras del movimiento.

La viscosidad molecular es una propiedad del fluido. Las fuerzas viscosas por unidad de volumen se representan por:

$$\text{Fuerzas viscosas} = \frac{1}{3} \mu \nabla(\nabla \cdot V) + \mu \nabla^2 V$$

donde μ es denominada viscosidad dinámica, cuyas dimensiones son: $ML^{-1}T^{-1}$.

3.3.5 Fuerza de Marea

La fuerza generadora de la marea fue mostrada por Newton como una consecuencia de la ley de gravitación universal (Bowden, 1983). La elevación que se observa en el nivel del mar es debida principalmente a la atracción de la Luna y del Sol sobre la Tierra. La magnitud de esta fuerza se escribe como (Godin, 1975):

$$F_M = \frac{3}{2} \frac{M_S}{M_T} \left(\frac{r}{R_{TS}} \right)^3 g \text{sen}(2\theta_{TS}) + \frac{3}{2} \frac{M_L}{M_T} \left(\frac{r}{R_{TL}} \right)^3 g \text{sen}(2\theta_{TL})$$

donde M_T , M_L , M_S son la masa de la Tierra, de la Luna y del Sol respectivamente; R_{TS} y R_{TL} representan las distancias entre la Tierra y la Luna; r es el radio de la Tierra y θ_{TL} , θ_{TS} son los ángulos entre la línea que une el centro de masa de la Tierra con el centro de masa de la Luna y del Sol respectivamente, con la línea que une el centro de masa de la Tierra con el punto considerado. En la ecuación (3.3) r es el radiovector del centro de la Tierra al punto de la superficie en el cual se está calculando la fuerza de la marea.

La contribución de la Luna en esta fuerza es de aproximadamente el doble que la contribución del Sol, esta relación es debida a las diferencias en distancia que existe de la Tierra al Sol y de la Tierra a la Luna.

La elevación del nivel del mar en un determinado punto, originada por la fuerza directa de atracción de un astro se le llama marea astronómica. Las componentes de esta fuerza son:

$$F_{MX} = g\rho \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} \quad F_{MY} = g\rho \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y}$$

Donde $\bar{\eta}$ es la elevación de la marea en el punto de equilibrio. Al pasar el astro que ejerce la atracción sobre el zenit del punto en el cual se calcula la fuerza de atracción, el nivel del agua queda en desequilibrio y se produce una onda que se propaga en función del desplazamiento del astro y de la geometría de la cuenca en la cual se generó la onda. Esta onda resultante es lo que se llama marea oceánica. En algunas ocasiones se llegan a sobreponer la marea oceánica con la marea astronómica.

3.4 Ecuación de Movimiento

La ecuación de movimiento se obtiene al sustituir en el lado derecho de la ecuación de conservación de momentum (3.3), cada una de las expresiones para las fuerzas, de tal forma que se obtiene:

$$\frac{\partial(\rho V)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho VV) = \nabla P - 2\rho\Omega \times V - g\rho k + \mu \left[\frac{1}{3} \nabla(\nabla \cdot V) + \nabla^2 V \right] + F_M \quad (3.4)$$

Esta ecuación envuelve las tres componentes del movimiento. Normalmente los ejes (x,y,z) se encuentran hacia el este, hacia el norte y hacia arriba, respectivamente.

3.4.1 La Aproximación de Boussinesq

Podemos escribir la densidad o masa específica del agua como:

$$\rho = \rho_0 + \rho'$$

donde ρ' representa las variaciones con respecto al promedio o valor de referencia ρ_0 . Nihoul, (1980) muestra que la diferencia entre la densidad y su valor medio es tan pequeña que resulta despreciable, de tal forma que:

$$\rho' \ll \rho_0$$

Al introducir esta condición en la ecuación de conservación de masa (3.2) se llega a una aproximación para el agua de mar que nos da la condición de un fluido incompresible $(\nabla \cdot \vec{V}) = 0$. A esta aproximación, en donde se llega a la condición de incompresibilidad, sin tener estrictamente una densidad constante, se le conoce como aproximación de Boussinesq.

La aproximación de Boussinesq nos permite reemplazar $\rho_0 + \rho'$ por ρ dentro de la ecuación de conservación de momentum. Debemos de tener en consideración que en el término de gravedad, ρ debe ser considerada como $\rho_0 + \rho'$ ya que las aceleraciones que genera esa pequeña variación del peso específico son mayores que las aceleraciones típicas del fluido. A esta fuerza generada por la variación de la densidad, se le llama fuerza de flotabilidad, la cual es el resultado de las variaciones en la temperatura y en la salinidad.

En el caso de una cuenca oceánica, donde la columna de agua es muy uniforme, tanto en temperatura como en salinidad, esta fuerza de flotabilidad es despreciable. En la Bahía de la Paz hay uniformidad en salinidad y en densidad, por lo tanto, esta aproximación es válida para esta cuenca.

3.4.2 Tensión de Reynolds

Bajo las mismas consideraciones efectuadas antes, podemos escribir las variables que representan el movimiento en el océano como una velocidad instantánea, la cual se compone de una parte media $\langle \vec{V} \rangle$ y de una parte fluctuante $\langle \vec{V}' \rangle$, con promedio nulo ($\langle \vec{V}' \rangle = 0$). Esta representación nos da:

$$\vec{V} = \langle \vec{V} \rangle + \vec{V}'$$

Si en la ecuación (3.4) escrita en componentes (x,y,z)-(u,v,w), se sustituyen los parámetros o variables instantáneas bajo una descomposición como lo indica la ecuación (3.5) y teniendo en cuenta que el promedio temporal de una fluctuación es nulo, pero no el promedio temporal de un producto de fluctuaciones; entonces es posible obtener un sistema de ecuaciones que describa el movimiento medio y otro sistema de ecuaciones que describa el movimiento turbulento. En este caso, nos interesa el movimiento medio en la Bahía de La Paz.

La ecuación (3.4) es no-lineal y al obtener los promedios temporales, las fluctuaciones dentro de los términos lineales desaparecen, mientras que los términos advectivos, que son no-lineales, producen dos contribuciones: una parte advectiva y un término adicional cuya representación matemática fue establecida mediante las componentes de un tensor simétrico por Reynolds. Dicho tensor está relacionado con los gradientes de velocidad del flujo medio y con la viscosidad turbulenta (A).

La viscosidad turbulenta es una propiedad del flujo que tiene mayor magnitud que la viscosidad molecular, por lo que esta última puede omitirse en el sistema de ecuaciones resultantes. Por lo tanto la turbulencia dependerá básicamente de la viscosidad turbulenta. Se considera que un fluido es turbulento cuando existen fluctuaciones del flujo en torno a un valor medio. En la Bahía de La Paz, los flujos turbulentos son de varios tipos y generan una gran diversidad de movimientos. En los flujos geofísicos, la turbulencia es una parte importante de la dinámica.

En el océano el movimiento horizontal es mucho mayor que el movimiento en la vertical, es decir, $(u,v) \gg w$ (Nihoul, 1980). La marea juega el papel más importante en la generación de movimiento en la Bahía de La Paz. En este caso es la marea oceánica el forzamiento principal. Por esta razón, la fuerza de marea astronómica no

oceánica el forzamiento principal. Por esta razón, la fuerza de marea astronómica no es considerada dentro de la ecuación de movimiento. La marea oceánica es considerada en el término de gradiente de presión, dado que ese término resume las desnivelaciones de la superficie libre.

3.5 Ecuaciones de movimiento medio

Las ecuaciones de movimiento en componentes, después de tomar en cuenta las consideraciones hechas anteriormente se expresan como:

en la dirección x :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_H \nabla^2_H u \quad (3.6)$$

en la dirección y :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + fu + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_H \nabla^2_H v \quad (3.7)$$

En la dirección z la ecuación se reduce a la aproximación hidrostática:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho \quad (3.8)$$

donde A_v es la viscosidad cinemática molecular, con dimensiones $L^2 T^{-1}$.

3.6 Modelo Barotrópico

Los resultados de las observaciones en campo nos indican que la Bahía de La Paz tiene un fuerte comportamiento barotrópico, debido a esto es que se aplicó un modelo de esta naturaleza en la bahía. En un modelo barotrópico se considera que la columna de agua se encuentra totalmente mezclada y por consiguiente se puede hacer la consideración de que toda la columna de agua se mueve en sincronía. Lo anterior permite realizar la integración vertical de las ecuaciones (3.2 y 3.6 a 3.8), desde la superficie libre hasta el fondo. Como resultado se obtienen las ecuaciones del modelo barotrópico, que es válido para cualquier cuerpo de agua en el que los efectos de marea y viento mezclen la columna de agua. El sistema de ecuaciones o modelo hidrodinámico barotrópico integrado o promediado verticalmente queda como:

en la dirección x :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f\bar{v} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{fx}}{\rho(h+\eta)} + A_H \nabla^2_H (\bar{u}h) \quad (3.9)$$

en la dirección y :

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f\bar{u} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{fy}}{\rho(h+\eta)} + A_H \nabla^2_H (\bar{v}h) \quad (3.10)$$

donde τ_{sx} y τ_{sy} son las componentes del esfuerzo en la superficie, τ_{fx} y τ_{fy} son las componentes del esfuerzo en el fondo. El esfuerzo superficial es debido principalmente a la fricción del viento, mientras que la fricción en el fondo se debe a que el agua encuentra otro medio de diferente densidad.

Las ecuaciones anteriores se resolvieron numéricamente para encontrar el valor de las incógnitas u, v, η que representan las componentes de la velocidad en dirección x , en dirección y , y η la elevación de la superficie libre.

La figura (3.1) muestra la geometría usada en el modelo.

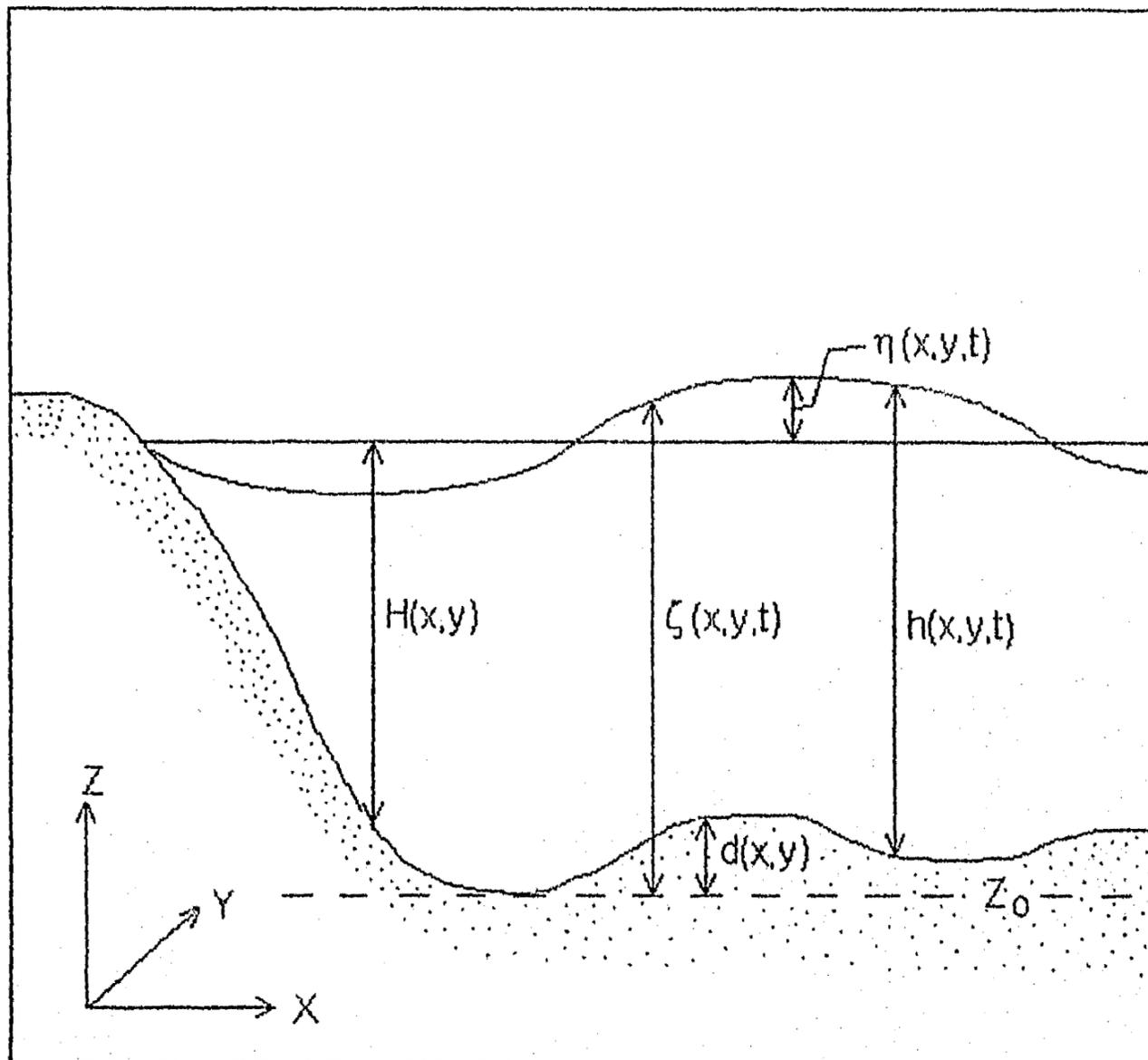


Fig. 3.1 Geometría del Modelo. $\eta(x,y,t)$ variación de la superficie libre, $d(x,y)$ altura del fondo con respecto al nivel de referencia ($z_0=0$). $h(x,y,t)$ espesor instantáneo de la capa, $H(x,y)$ espesor inicial, y $\zeta(x,y,t)$ altura instantánea de la superficie libre con respecto a un punto de referencia.

La ecuación de continuidad integrada verticalmente se expresa como:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)u] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \eta)v] = 0 \quad (3.11)$$

El conjunto de ecuaciones (3.9 a 3.11) conforman el modelo hidrodinámico para simular la circulación en la Bahía de La Paz.

CAPITULO IV

MODELO NUMÉRICO

4.1 Área de Integración

El área de integración incluye la Bahía y la Ensenada de La Paz. Los límites de la bahía, se consideraron: al norte, la latitud de Cabeza de Mechudo (24.8° N), al este la longitud de El Pulguero (110.30° W), al oeste y sur, los límites naturales de la batimetría considerada al Nivel Medio del Mar.

En la discretización de la zona de estudio se utilizaron: la carta batimétrica S.M.010 de la Dirección General de Oceanografía Naval de la Secretaría de Marina, la carta batimétrica 357 de la Secretaría de Marina y una Geonota de la U.A.B.C.S. (Cruz y Godínez, 1991).

En este trabajo, la carta batimétrica fue cambiada de escala a 1:50,000 y complementada en las partes someras con datos de una carta batimétrica proporcionada por la Secretaría de Marina y con los datos resultantes de los muestreos.

La malla numérica fue construida sobre de la carta batimétrica actualizada en un arreglo matricial de 60 por 36 nodos, esto con el fin de obtener suficiente resolución de la costa y de los detalles de este cuerpo de agua. La discretización o digitalización de la batimetría del área de estudio y en consecuencia, la malla de integración del modelo se realizó con un paso espacial uniforme ($\Delta x = \Delta y$) de 1500 m de resolución.

4.1.1 Fronteras Naturales

Las fronteras naturales son las costas y el fondo del cuerpo de agua que limitan el movimiento del fluido. La Bahía de la Paz tiene fronteras naturales al Oeste, al Sur,

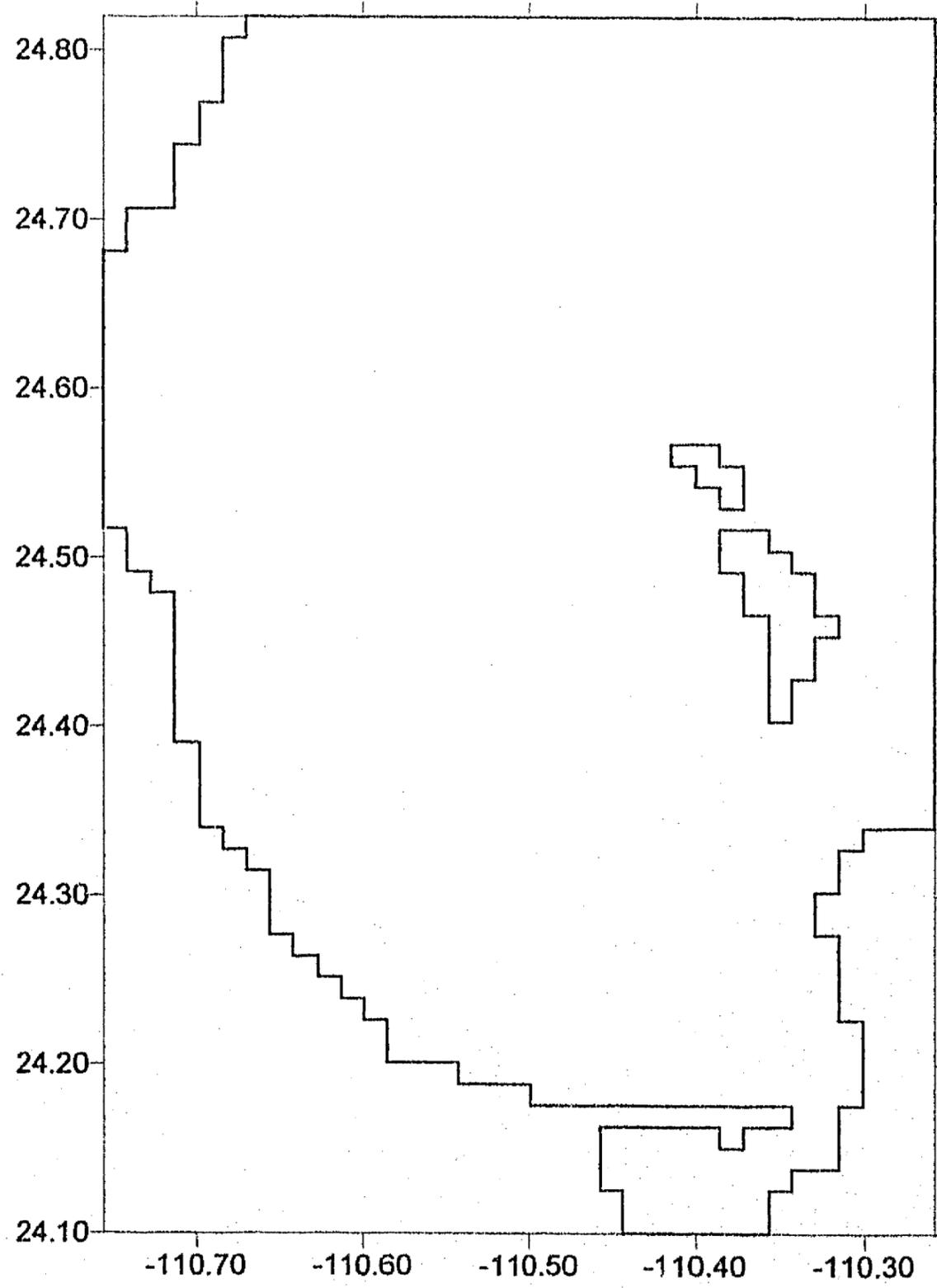


Fig. 4.1 Contorno digitalizado de la malla de integración.

parcialmente hacia el Este, donde se encuentra la Isla Espíritu Santo y la Península de La Paz, y hacia el Norte donde se encuentran las islas de San Francisquito y San José. Este tipo de fronteras se conocen también como fronteras cerradas (la costa). La condición establecida en las fronteras cerradas, fue: un flujo nulo en dirección perpendicular a la frontera y no deslizamiento en dirección tangencial.

El fondo es la frontera natural cerrada a través de la cual se consideran condiciones de impermeabilidad, y velocidad tangencial nula.

4.1.2 Fronteras Artificiales

Este tipo de fronteras son las que se consideran en las fronteras abiertas, que generalmente se encuentran en las bocas del sistema, es decir, en donde se lleva a cabo la comunicación del cuerpo de agua en estudio con el cuerpo de agua adyacente. En ellas se pueden imponer dos tipos de condiciones de frontera: la velocidad de la corriente de marea, perpendicular a la sección transversal de la boca, o la deformación de la superficie libre, debida a la marea, para cada paso de tiempo, durante el período de integración del modelo. En la mayoría de los modelos se impone la elevación de la marea, debido a que es más fácil de medir; sin embargo, la condición cinemática es especialmente útil cuando se desea simular las corrientes inducidas por las descargas de los ríos o afluentes permanentes al sistema.

Cuando en la frontera cerrada, se presentan problemas de inestabilidad del fluido, se puede utilizar una condición de esponja para reducir dicha inestabilidad, la cual es una condición de amortiguamiento.

La condición de radiación es también una condición de amortiguamiento aplicada a fronteras abiertas; el amortiguamiento Newtoniano o de "esponja" se conoce también como amortiguamiento viscoso en las fronteras; el cual ha sido utilizado con éxito en la modelación de mesoescala, sin embargo, la gran variación de la viscosidad en las

fronteras produce algunas reflexiones y el método desperdicia un significativo número de puntos de la malla cercanos a la frontera.

Recientemente se ha desarrollado un método que usa amortiguamiento newtoniano para forzar la solución a una condición de frontera conocida. La desventaja aquí es que para que el amortiguamiento sea gradual, se desperdician varios puntos de la malla. Esto conlleva a que ondas viajando tangencialmente a la frontera puedan ser distorsionadas por variación espacial del amortiguamiento (Orlanski, 1976).

El esquema de relajación de flujo fue diseñado originalmente para relajar soluciones externas provenientes de un modelo de área grande hacia soluciones de un modelo de área limitada con malla fina. Si se usa el esquema de relajación de flujo como una condición de frontera abierta pura, es decir, las soluciones externas son desconocidas e igualadas a cero, el esquema de relajación de flujo degenera en una condición de frontera abierta de esponja (Martinsen y Engedahl, 1987)

La condición telescópica fue desarrollada tratando de resolver el problema de giros o turbulencia debida a la batimetría irregular del fondo y a las condiciones de frontera. En este caso se alarga el paso de integración espacial en la frontera y se acorta de nuevo al irse alejando de ella. De esta manera se controlan los giros artificiales que se puede presentar en la solución y que no corresponden a la realidad. Es por esta razón que los muestreos de campo son muy necesarios para verificar características particulares de circulación.

En general, el establecimiento de las condiciones de frontera abierta para un área finita de integración numérica es esencial en la simulación de mesoescala. Sin embargo, esto conlleva en forma implícita una pérdida información del comportamiento dinámico de la región que se encuentra fuera del área limitada por dichas condiciones de frontera abierta. Ejemplos de este tipo son: flujo sobre obstáculos o flujos con inestabilidades débiles. Por lo tanto es necesario la imposición de una condición de frontera "abierta", es decir, una condición que permita que el

fenómeno generado en la región de interés, pase a través de la frontera sin tener distorsión significativa y sin alterar la solución interior (Orlanski, 1976).

En este estudio, en las fronteras abiertas, se impusieron como condiciones: la amplitud y fase de la componente M_2 de la marea. Para obtener la amplitud y fase, se instalaron dos mareógrafos, uno en cada boca. Los resultados observacionales muestran que la onda de marea se introduce al sistema costero con la misma fase en toda la frontera abierta (Obeso y Jiménez, 1992). La elevación de la marea a través de la frontera abierta, se impuso en cada celda de la misma, utilizando los valores observados en los mareógrafos.

4.2 . Discretización del Modelo Hidrodinámico Barotrópico

El modelo hidrodinámico barotrópico (Ecs. 3.9 a 3.11) se resolvió en forma numérica para simular la circulación y la propagación de la onda de la marea y el efecto del viento en la Bahía de La Paz. Este modelo toma en cuenta, además de los términos advectivos, el esfuerzo del viento en la superficie, el gradiente de presión, la fuerza de la gravedad, el efecto de Coriolis, la fricción turbulenta y la fricción con el fondo.

Las ecuaciones diferenciales parciales de movimiento para (x,y) y la ecuación de continuidad, se integran en forma numérica, temporal y espacialmente, pasando de la forma continua de las ecuaciones diferenciales a una forma discreta de las ecuaciones en diferencias finitas, para lo cual se utilizó una malla de Arakawa-C (Fig. 4.2).

Al aproximar cada uno de los términos de la ecuación diferencial mediante el método de diferencias finitas, el sistema de ecuaciones se reduce a un sistema algebraico, donde $(\Delta x = \Delta y \equiv) \Delta L$ es el paso espacial de integración, debido a que la malla es uniforme.

En el modelo numérico se utilizaron diferencias finitas centradas para la discretización espacial. La primera derivada se aproxima como (e.g. Rosenberg, 1969):

$$\frac{\partial u}{\partial x} \approx \frac{u'_{i+1,j} - u'_{i-1,j}}{2\Delta x} + O(\Delta x^2) \quad \text{diferencias finitas centradas} \quad (4.1)$$

Esta aproximación tiene la ventaja de que cada punto integrado conserva su posición original en la malla. Sin embargo, hay que tener especial cuidado en las fronteras cerradas ya que puede uno salirse del dominio del modelo con esta aproximación.

En la discretización temporal se utilizó una aproximación adelantada:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx \frac{u'^{+1}_{i,j} - u'_{i,j}}{\Delta t} + O(\Delta t) \quad \text{diferencias finitas adelantadas} \quad (4.2)$$

la cual presenta la ventaja de que, al obtener el término u'^{+1} , la velocidad en el paso de tiempo siguiente, esta puede ser calculada a partir de la velocidad conocida en u' , esto es valores en el paso de tiempo actual, mas la integración de todos los demás términos de la ecuación.

En este estudio, se utilizaron diferencias finitas adelantadas en tiempo y centradas en espacio, lo cual nos da un modelo totalmente explícito.

4.2.1 Discretización de los diferentes términos del modelo

4.2.1.1 Discretización del parámetro de Coriolis

El parámetro de Coriolis depende de la latitud (ϕ) y de la velocidad angular de rotación de la Tierra (Ω) y se expresa como: $f = 2\Omega \sin(\phi)$. En forma discretizada, en un plano- f , nos queda como:

$$F'_{i,j} = \left[\frac{\pi}{6 * 3600} \sin(\phi_0) \right] \Delta t$$

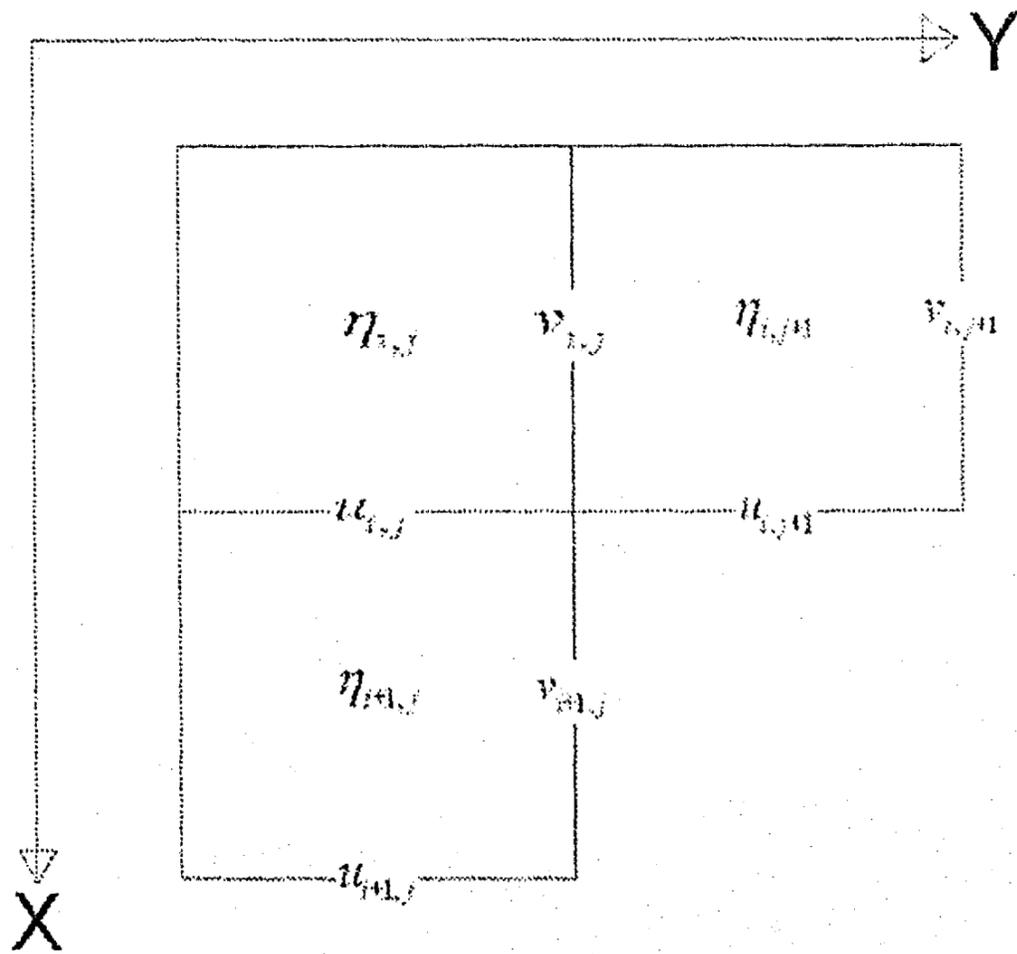


Fig. 4.2 Malla Tipo Arakawa-C, utilizada al discretizar las ecuaciones diferenciales.

este parámetro fue considerado como constante en todos los puntos de la malla.

4.2.1.2 Términos para la integración de la componente U de la ecuación de movimiento

Cálculo del término de forzamiento por el viento en la dirección X :

$$UW = w^2 (3.2 \times 10^{-6}) \cos(\theta) \Delta t$$

Cálculo del promedio de las componentes V de la velocidad (UV), que rodean al punto de integración:

$$UV = 0.25 (v'_{i,j} + v'_{i,j-1} + v'_{i+1,j} + v'_{i+1,j-1})$$

Cálculo de la altura de la columna del agua (HW), considerando la profundidad del elemento y la variación de la superficie libre:

$$HW'_{i,j} = [(H'_{i,j} + \eta'_{i,j}) + (H'_{i+1,j} + \eta'_{i+1,j})] (0.5)$$

Término Advectivo (WC):

$$WC = [u'_{i,j} (u'_{i+1,j} - u'_{i-1,j}) + UV (u'_{i,j+1} - u'_{i,j-1})] \frac{\Delta T}{2\Delta L * HW}$$

Término de Gravedad (WG):

$$WG = \left(-g \frac{\Delta T}{\Delta L} \right) HW (\eta'_{i+1,j} - \eta'_{i,j}) + FT * UV$$

Término de Fricción Turbulenta (WA):

$$WA = AHTL * (u'_{i+1,j} + u'_{i-1,j} + u'_{i,j+1} + u'_{i,j-1}) - 4 * (u'_{i,j})$$

Donde $AHTL$ es el coeficiente de fricción, cuyo valor es igual a 5×10^{-4} .

Cálculo de la componente U a partir de los términos anteriores:

$$u^{i+1}_{j} = \frac{(u'_{i,j} + WG + WC + WA + UW)}{\left(1 + R * DT * \sqrt{(u'_{i,j})^2 + (UV)^2}\right) * (HW)^2}$$

En este caso $R = 0.003$.

4.2.1.3 Términos para la integración de la componente V

Cálculo del forzamiento del viento en la dirección Y :

$$VW = w^2(3.2 \times 10^{-6}) \sin(\theta) \Delta t$$

Cálculo del promedio de las componentes U de la velocidad (UV), que rodean al punto de integración.

$$UV = 0.25(u'_{i,j} + u'_{i-1,j} + u'_{i-1,j+1} + u'_{i,j+1})$$

Cálculo de la altura de la columna del agua, considerando la profundidad del elemento y la variación de la superficie libre (HW):

$$HW'_{i,j} = \left[(H'_{i,j} + \eta'_{i,j}) + (H'_{i,j+1} + \eta'_{i,j+1}) \right] * (0.5)$$

Término Advectivo (WC):

$$WC = \left[UV * (v'_{i+1,j} - v'_{i-1,j}) + v'_{i,j} * (v'_{i,j+1} - v'_{i,j-1}) \right] * \frac{\Delta T}{2\Delta L * HW}$$

Término de gravedad (WG):

$$WG = \left(-g \frac{\Delta T}{\Delta L} \right) HW (\eta'_{i,j+1} - \eta'_{i,j}) + FT * UV$$

Término de Fricción Turbulenta (WA):

$$WA = AHTL * (v'_{i+1,j} + v'_{i-1,j} + v'_{i,j+1} + v'_{i,j-1}) - 4 * (v'_{i,j})$$

Cálculo de la componente V a partir de los términos anteriores.

$$v'^{i+1}_{i,j} = \frac{(v'_{i,j} + WG - WC + WA + VW)}{\left(1 + R * DT * \sqrt{(v'_{i,j})^2 + (UV)^2} \right) * (HW)^2}$$

4.2.1.4 Discretización de la ecuación de continuidad

Al discretizar la ecuación de continuidad, se resuelve utilizando variables ya conocidas, esto es en forma explícita, quedándonos:

$$\eta'^{i+1}_{i,j} = \eta'_{i,j} - \frac{\Delta T}{\Delta L} [(u'_{i,j} - u'_{i-1,j}) + (v'_{i,j} - v'_{i,j-1})]$$

4.3 Validez del Modelo Numérico

4.3.1 Error de Truncación

Dado que los modelos numéricos son aproximaciones a la realidad estos pueden tener diferencias con respecto a la realidad. Su validez dependerá del grado de

eficiencia en la aproximación de las ecuaciones diferenciales en diferencias finitas, es decir, que los cambios en las variables sean tan finos, que las diferenciaciones y las integraciones de las mismas, se acerquen a las soluciones tanto, que prácticamente lleguen a ser equivalentes. Sin embargo, las computadoras tienen sus límites y las cantidades utilizadas tienen una cantidad de decimales limitada para una variable dada esto puede ser también una fuente de error en las soluciones numéricas.

Al inspeccionar los resultados del modelo se observó que las variaciones presentaban diferencias despreciables con respecto a las observaciones. Sin embargo, se realizó un análisis previo de las condiciones básicas de estabilidad, consistencia y convergencia del esquema, antes de proceder a su implementación en la computadora.

4.3.2 Estabilidad

Para obtener una solución adecuada dependiente del tiempo, no es suficiente que la solución del problema numérico se acerque a la solución analítica sin importar como lo hace. Si se introduce una perturbación o un pequeño error en el cálculo éste puede amplificarse y resultar en un esquema, pero si el error decae, el sistema será estable. Una forma de estudiar la estabilidad de un esquema es usando el método de amplificadores de Fourier (e.g. Ramming y Kowalik, 1980).

Se dice que un esquema numérico es estable, si su error total no se incrementa con el incremento de los niveles de tiempo, por lo cual, para que un esquema sea estable se requieren ciertas características del esquema, tales como el que si se presenta un error este tienda a ser eliminado en la ejecución del modelo (Velasco, 1994).

Al inicio de la integración de un modelo, en ocasiones se presenta una oscilación anormalmente grande, esta es una inestabilidad, causada por las condiciones de frontera por lo general debidas a que se inicia con una inyección abrupta de energía al sistema. El esquema debe de ser capaz de solucionar el problema suavizando la función de condición de frontera. Esta oscilación, por lo regular se va reduciendo con

el tiempo, de lo contrario, no llega a la solución. Por otro lado la solución se obtiene para varios períodos, de esta forma se van comparando los resultados de uno y de otro período, en un principio no iguales solo hasta después de varios períodos se encuentran iguales soluciones para condiciones iniciales y de frontera similares, cuando esto sucede se dice que el modelo llegó a su estabilidad estadística, y es a partir de este punto que se pueden iniciar los experimentos con diferentes condiciones de frontera, para conocer la respuesta del sistema ante diferentes forzamientos.

Existen una serie de condiciones que deben de cumplir los modelos explícitos, el más restrictivo es el criterio de estabilidad de Courant-Friedrick-Levy, o tercera condiciones de estabilidad de von Neumann, en el que se establece un límite en el intervalo de integración temporal, como una función del intervalo de integración espacial y la profundidad media de la cuenca. Físicamente esto significa que los intervalos de discretización del sistema deben que estar dentro del orden de magnitud de la velocidad de fase del proceso en estudio, de lo contrario la solución no estar en fase con el resultado real. Matemáticamente esto se escribe como (Ramming y Kowalik, 1980):

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq \sqrt{gh_{max}} \Rightarrow \Delta t \leq \Delta x \sqrt{2gh_{max}} \quad (4.3)$$

Si se introduce un error δ arbitrario de la forma: $\delta \vec{M} = \vec{M}^* \lambda^{TL} e^{i\sigma_1 jh} e^{i\sigma_2 kh}$ donde $\lambda = e^{i\omega}$ se conoce como el parámetro de estabilidad; si $|\lambda| < 1$ el error se amortiguará con el paso del tiempo, pero si $|\lambda| > 1$ el error crecerá cada vez mas rápido.

En el esquema se puede escribir las ecuaciones resultantes en forma de una matriz. Esta matriz es llamada matriz de amplificación o matriz de Lax. El resultado se obtiene como:

$$\begin{bmatrix} \lambda^2 + a & -b & ic\lambda \text{sen } \sigma_1 h \\ b & \lambda^2 + a & ic\lambda \text{sen } \sigma_2 h \\ \frac{ic \text{sen } \sigma_1 h}{\sqrt{gh}} & \frac{ic \text{sen } \sigma_1 h}{\sqrt{gh}} & \lambda - \frac{1}{\lambda} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} M_x \\ M_y \\ \zeta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$

Donde:

$$\sigma_1 = \frac{2\pi}{\Delta X}$$

$$\sigma_2 = \frac{2\pi}{\Delta Y}$$

$$a = 2R\Delta T - 1 + 2\left(\Delta T \frac{A}{h^2}\right)(\sin^2 \rho_1 h + \sin^2 \sigma_2 h)$$

$$b = 2f \Delta T (\cos \rho_1 h + \cos \sigma_2 h)$$

$$c = 2\Delta T \left(g \frac{H}{h}\right)$$

Es posible obtener una solución única de este sistema si hacemos su determinante es igual cero. Esto nos da una ecuación de sexto orden para λ , sin embargo, el sistema se puede simplificar si despreciamos el efecto de Coriolis y la fuerza de fricción, lo cual es válido ya que el efecto de Coriolis solo redistribuye la energía y el término de fricción la minimiza, ninguno de ellos será una fuente posible de inestabilidades.

Una inestabilidad se genera en el sistema numérico en la longitud de onda mas corta que pueda ser resuelta en la malla de integración, en este caso, el doble del paso (ΔX o ΔY) de integración. Debido a que el número de onda a lo largo del eje x (o y) es igual a $\sigma_1 = 2\pi/\Delta X$ cuando se introduce la longitud de onda mas corta ($L_{min} = 4h$), los argumentos del sistema anterior se vuelven:

$$\sigma_1 h = \frac{2\pi}{4h} h = \frac{\pi}{2} = \sigma_2 h$$

Por lo tanto $\sin \sigma_1 h$ y $\sin \sigma_2 h$ serán iguales a la unidad; entonces $\cos \sigma_1 h$ y $\cos \sigma_2 h$ desaparecen. La matriz se reduce a:

$$\begin{vmatrix} \lambda^2 + a' & 0 & ic\lambda \\ 0 & \lambda^2 + a' & ic\lambda \\ \frac{ic}{\sqrt{gh}} & \frac{ic}{\sqrt{gh}} & \frac{\lambda^2 - 1}{\lambda} \end{vmatrix} = 0$$

Lo cual resulta en una ecuación bicuadrática:

$$(\lambda^2 + a')[(\lambda^2 + a')(\lambda^2 - 1) + 2\lambda^2 c^2 / \sqrt{gh}] = 0$$

y de ella, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\lambda^2 = -a' = 1 - 2RT - \frac{4A\Delta T}{h^2}$$

cuya raíz es:

$$\lambda = \sqrt{1 - 2RT - \frac{4A\Delta T}{h^2}} \leq 1$$

lo cual establece una desigualdad para el criterio del paso de tiempo:

$$T \leq \frac{1}{R + \frac{2A}{h^2}}$$

Una primera conclusión es que entre mayor sea la fricción en el sistema, menor deberá ser el paso de tiempo que debe ser escogido en un esquema de diferencias.

Para cumplir con las condiciones de estabilidad se impuso un intervalo de integración temporal $\Delta t = 10s$, con un intervalo de integración espacial de $\Delta x = \Delta y = 1500m$.

4.3.3 Consistencia

Un esquema numérico es consistente con su equivalente sistema en diferencial; si existe correspondencia entre ellos. Una forma de probar la consistencia es desarrollando en series de Taylor los términos del esquema numérico, hacer tender a cero los términos en diferencias y comparar los resultados con las ecuaciones diferenciales originales, si el esquema es consistente entonces deben ser equivalentes.

Esta característica, que debe tener un modelo numérico, implica que para las mismas condiciones, los resultados sean siempre los mismos.

El esquema numérico usado es fuertemente consistente con el sistema de ecuaciones diferenciales. Esta característica es muy común en los esquemas explícitos.

4.3.4 Convergencia

La esencia de un esquema numérico es el obtener soluciones en el espacio en diferencias a problemas que no se pueden resolver en el espacio en derivadas. Se dice que un esquema converge hacia la solución cuando todos los valores de la solución en diferencias finitas se aproximan a la solución continua de la ecuación diferencial. Un esquema numérico puede tener diferencias finitas consistentes, pero ser inestable y por lo tanto no converger. La estabilidad se define en términos del decaimiento de los errores de redondeo. El teorema de equivalencia de Lax establece que para que un esquema sea consistente la estabilidad y la convergencia son condiciones necesarias y suficiente (Roache J. P., 1982).

El esquema numérico usado en la solución del modelo hidrodinámico, en este estudio, cumplió satisfactoriamente con las condiciones de estabilidad, consistencia y convergencia.

CAPITULO V

RESULTADOS DE LAS MEDICIONES EN CAMPO

5.1 Introducción

Se llevaron a cabo dos campañas oceanográficas por año en la Bahía de la Paz a partir de 1992, esto es 8 campañas en total. Como el objetivo principal de la tesis fue el de analizar los procesos barotrópicos y baroclínicos, solo se presentan los resultados de las estaciones 1, 3, 4, 5, 11, 12, 13, 14, 19 y 20 de la campaña efectuada del 10 al 11 de marzo de 1994. Los resultados de las otras estaciones o campañas mostraron una fuerte homogeneidad en las distribuciones verticales y horizontales, presentando un sistema altamente barotrópico.

5.2 Batimetría

Durante los cruceros llevados a cabo, se efectuaron mediciones de profundidad, especialmente en las regiones poco profundas, esta información permitió actualizar la carta batimétrica de la bahía, la información obtenida se resume en la figura (1.3).

5.3 Perfiles Verticales de Temperatura, Salinidad, σ_T , y diagramas T-S

Estaciones 1 a 5: Primer Transecto Boca Grande

En la estación 1, se observa para la temperatura (Fig. 5.1a), una capa de mezcla, bien marcada entre 0 y 40 m de profundidad, con una temperatura que va de 20 °C en la superficie hasta 19.50 °C a los 40 m; profundidad en la cual se presenta la

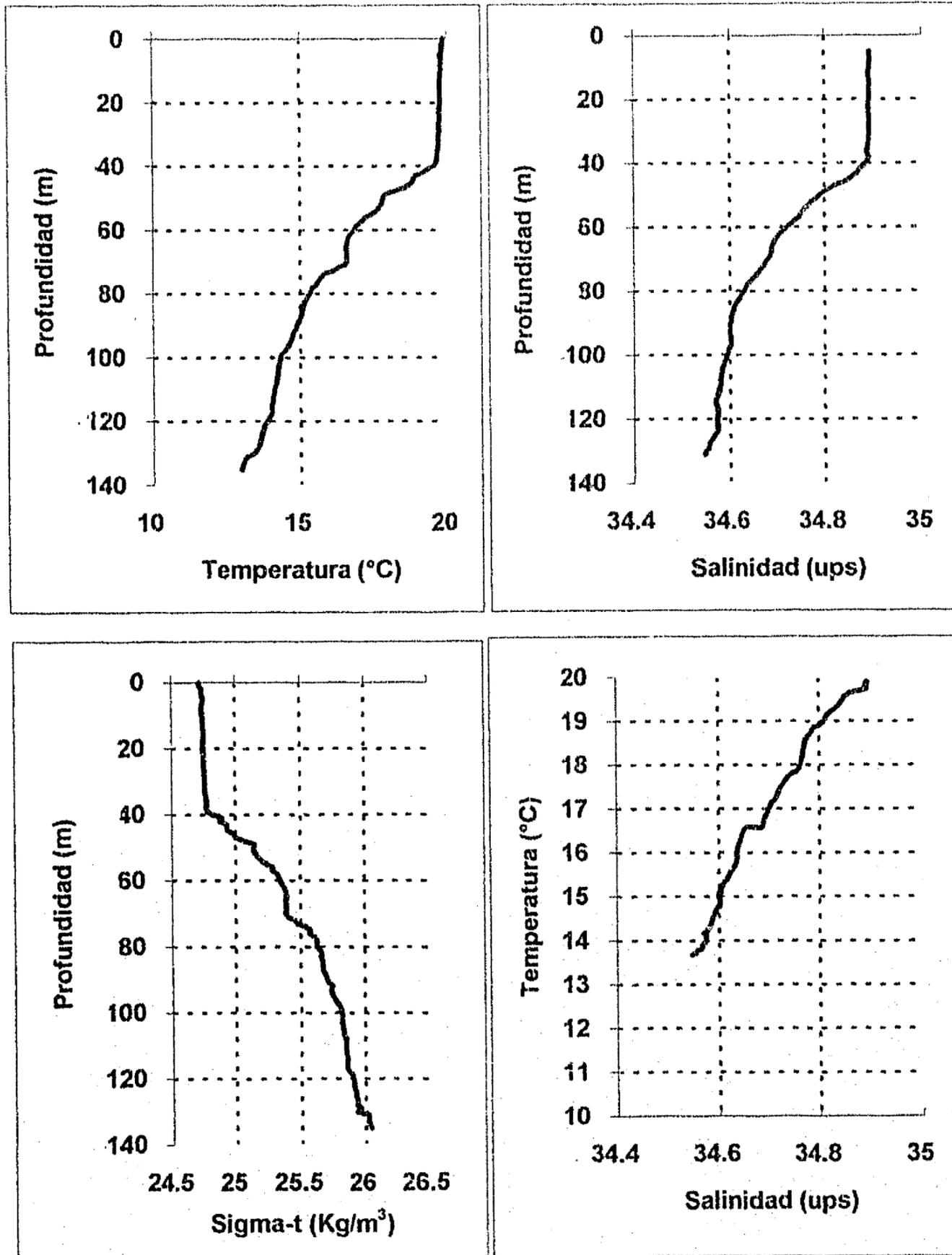


Fig. 5.1 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3}), d) Diagrama T - S en la estación 1.

termoclina. A partir de los 40 m se puede ver una disminución de la temperatura hasta llegar a 13 °C a aproximadamente 140 m de profundidad. Esta distribución se reproduce en la salinidad (Figura 5.1b), la cual toma valores muy próximos a 34.90 ups en la superficie manteniéndose constante hasta los 40 m, en este punto se encuentra la haloclina, profundidad a partir de la cual se observa una disminución de la salinidad hasta 34.55 ups.

La distribución vertical de la densidad relativa, σ_T (Fig. 5.1c), resume el comportamiento de la temperatura y de la salinidad; una capa de mezcla bien definida en la superficie, con valores que van de 24.65 kg m⁻³ hasta 24.80 kg m⁻³ a los 40 m, profundidad en la cual se presenta la picnoclina, para posteriormente aumentar hasta los 26.01 kg m⁻³.

Podemos observar que las diferencias entre la superficie y la profundidad máxima de muestreo en temperatura es de 7 °C, para salinidad de 0.4 ups y para densidad de 1.6. Es interesante hacer notar la presencia de una estructura de escalón, en la distribución de temperatura, la cual va de los 65 m hasta los 70 m de profundidad (\approx 17 °C), situación apenas perceptible en la salinidad, pero que se puede ver bien marcada en la densidad relativa (σ_T).

No obstante, que los diagramas T-S son usados básicamente para resultados de muestreos efectuados en zonas profundas, se decidió trazar algunos de estos diagramas con el objeto de ver si era posible identificar el efecto de la interacción del Golfo de California con la Bahía de la Paz, a nivel de masas de agua. Los resultados muestran, para la estación 1, una mezcla entre dos tipos de agua, representada por la cuasi recta que va de los 20 °C con 34.90 ups a los 13 °C con 34.55 ups. A los 34.67 ups con 16.50 °C se puede ver el efecto de escalón mostrado a los 70 m de profundidad en el perfil vertical de temperatura.

La estación 3, que se localiza en el centro del transecto efectuado en la Boca Grande de la Bahía de La Paz, entre la Lobera y Punta Mechudo, a 20.13 km de la Lobera, presenta en temperatura (Fig. 5.2a), una capa de mezcla entre 0 y 25 m, con la termoclina a solo 25 m de profundidad. La temperatura superficial es de 20 °C, a 25 m de profundidad es de 18.75 °C, a partir de los 25 m de profundidad la temperatura disminuye hasta 8.75 °C a 352 m de profundidad. La diferencia de temperatura entre la superficie y el punto más profundo muestreado en esta estación es de 11.25 °C.

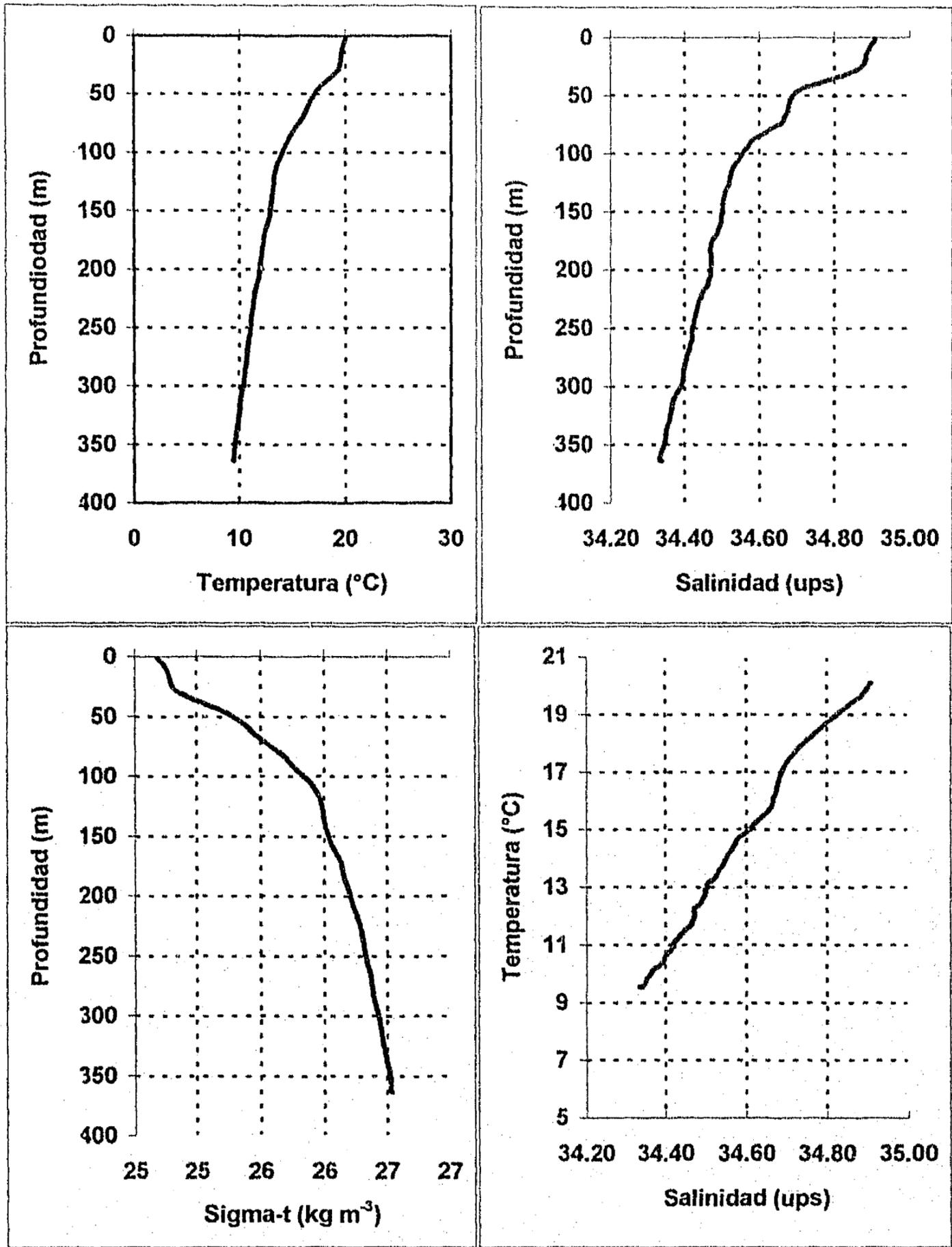


Fig. 5.2 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3})
d) Diagrama T-S, en la estación 3.

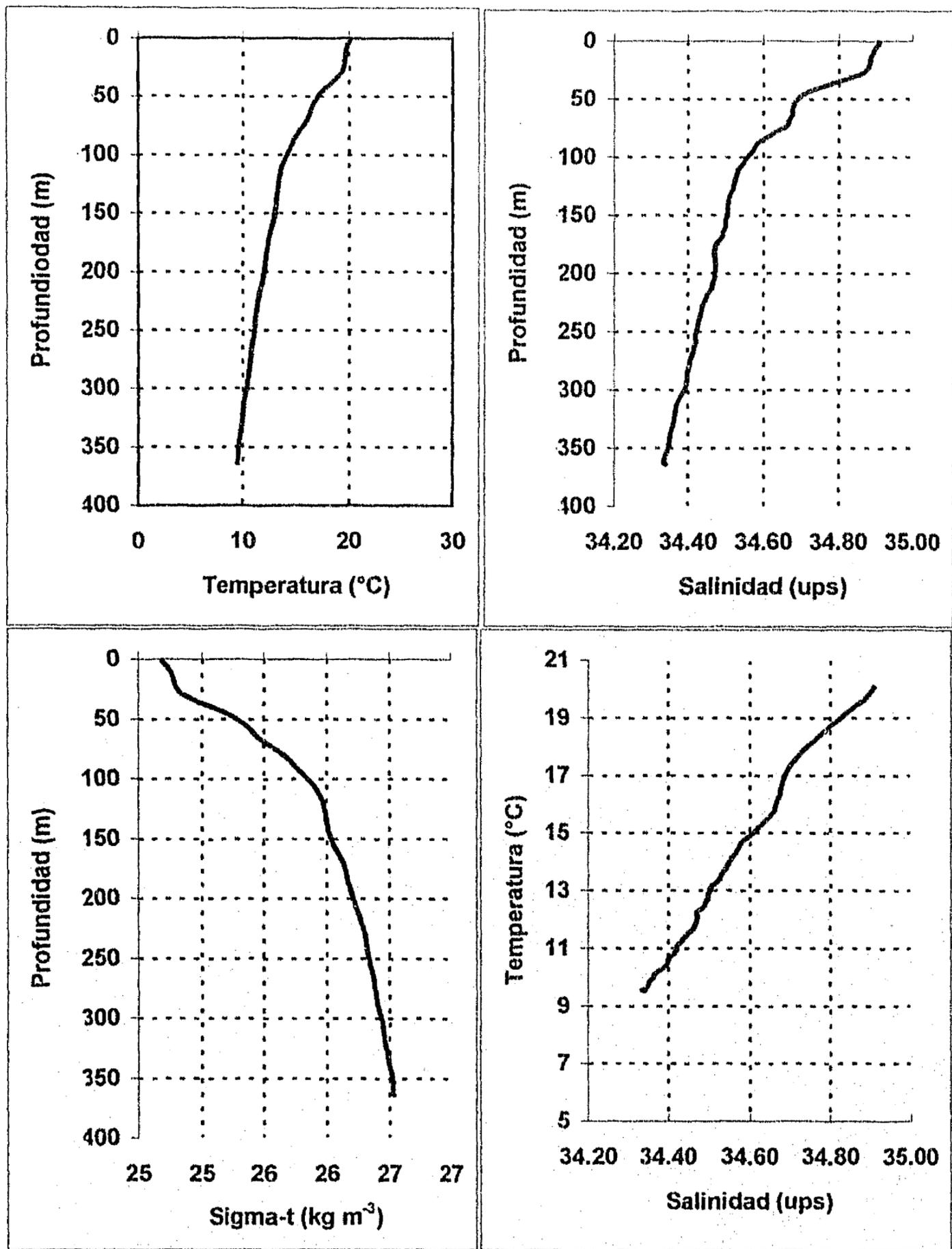


Fig. 5.2 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m⁻³)
d) Diagrama T-S, en la estación 3.

La salinidad (Fig. 5.2b), muestra una capa de mezcla entre 0 y 25 m de profundidad, con salinidad de 34.90 ups. A aproximadamente 45 m de profundidad se puede observar un segundo cambio fuerte en la salinidad, presentando un forma de escalón hasta los 75 m de profundidad. A partir de esa profundidad la salinidad disminuye suavemente hasta alcanzar 34.30 ups a 350 m. La diferencia entre la salinidad de superficie y la de 350 m de profundidad es de 0.6 ups.

La densidad relativa (σ_T), presenta un descenso continuo con la profundidad, que va de 24.70 kg m⁻³ en la superficie hasta 26.50 kg m⁻³ a 360 m de profundidad (Fig. 5.2c), indicando una estabilidad de la columna de agua, mostrando la piconclina a aproximadamente 25 m de profundidad.

El diagrama T-S para esta estación (Fig. 5.2d), muestra una mezcla entre dos tipos de agua, uno a 20 °C con 34.90 ups y otro de 9 °C y 34.30 ups.

La estación 4, se encuentra a 11 km al sureste de Punta Cabeza de Mechudo y a 9 km de la estación 3. En la gráfica de temperatura (Fig. 5.3a) se observa una capa de mezcla muy reducida, de solo 10 m de espesor; un descenso lineal que va de 19.75 °C hasta 18.50 °C a 40 m de profundidad, lugar donde se encuentra la termoclina, para proseguir con un descenso suave hasta 12 °C a 200 m.

En la gráfica de salinidad (Fig. 5.3b), se puede ver un poco más marcada la capa de mezcla, yendo esta de 0 hasta 45 m y de 34.90 hasta 34.85 ups. A partir de dicha profundidad se puede observar un cambio en la salinidad, de 34.80 hasta 34.60 ups a los 80 m de profundidad, para disminuir de 34.60 hasta 34.45 ups a la profundidad de 200 m.

La densidad relativa (Fig. 5.3c), presenta valores de 24.75 kg m⁻³ en la capa de los primeros 10 m y un cambio suave de 24.75 kg m⁻³ hasta 25.85 kg m⁻³ a 100 m de profundidad, llegando a 26.20 kg m⁻³ a 200 m de profundidad.

El diagrama T-S para esta estación (Fig. 5.3d) presenta una variación lineal, lo cual indica solo una mezcla entre dos tipos de agua; con una pequeña variación en 18.50 °C con 34.85 ups, correspondiente a las variaciones mostradas en la salinidad a los 42 m de profundidad, esto nos indica agua más ligera.

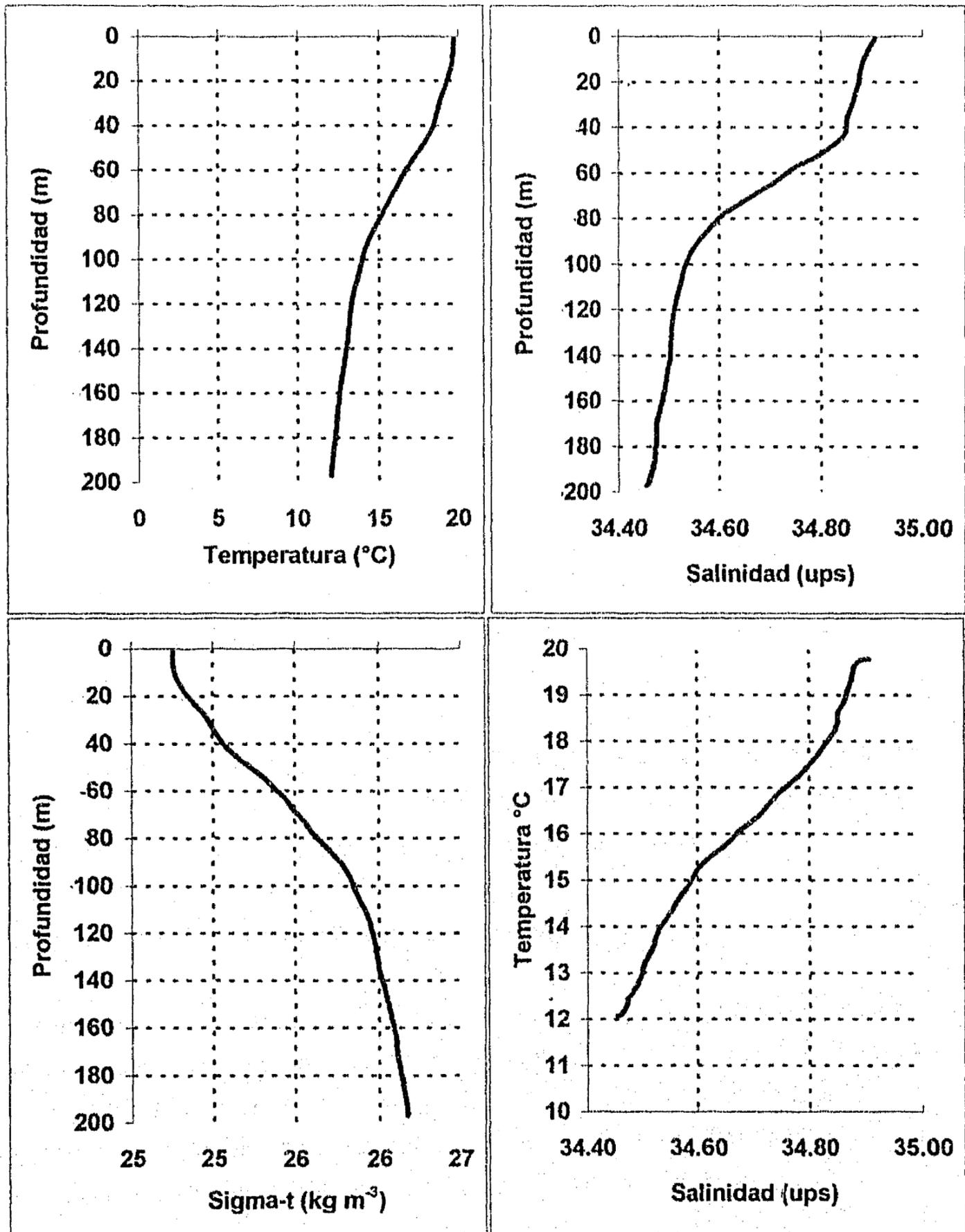


Fig. 5.3 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m⁻³)
 b) Diagrama T-S, en la estación 4.

La estación 5 se encuentra situada en el extremo noroeste de sección Boca Grande, a aproximadamente 2 km de Punta Mechudo. La gráfica de temperatura para esta estación (Fig. 5.4a), muestra una capa de 15.50 °C hasta una profundidad de 15 m, con una termoclina no muy bien definida a 25 m de profundidad, para después observarse una disminución de la temperatura que va de 19 °C a los 25 m hasta 16 °C a los 75 m.

La salinidad (Fig. 5.4b), muestra una capa de mezcla hasta los 20 m de profundidad, de un poco menos que 34.90 ups, con una pycnoclina poco definida entre 20 y 30 m y una disminución de la salinidad hasta alcanzar valores de 34.65 ups a los 75 m de profundidad.

La gráfica de densidad relativa σ_T (Fig. 5.4c), muestra un descenso suave de la densidad con la profundidad, con una pycnoclina muy poco definida entre los 40 y los 50 m. Los valores observados son de 24.82 kg m⁻³ en la superficie y 25.50 kg m⁻³ a 75 m de profundidad.

El diagrama de temperatura contra salinidad muestra una línea que une en forma casi recta el punto ubicado en 19.75 °C con 34.90 ups con el punto de 16.00 °C con 34.64 ups, mostrando tan solo una mezcla de agua de estos dos tipos.

Estaciones 6 a 10: Transecto Interior Boca Grande

El perfil vertical de temperatura de la estación 6 (Fig. 5.5a), la cual se encuentra muy próxima a la costa, muestra una capa muy homogénea de la superficie hasta los 18 m, con temperaturas entre 19.25 °C y 19.75 °C. A los 20 m de profundidad se puede ver el mayor cambio en la temperatura, a partir de dicha profundidad se observa una disminución hasta alcanzar los 17.75 °C a los 32 m de profundidad.

La distribución vertical de salinidad (Fig. 5.5b), muestra valores que van de 34.90 ups en la superficie hasta 34.86 ups a 18 m, profundidad a la cual se presenta un ligero aumento de salinidad, para posteriormente continuar descendiendo y alcanzar los 34.74 ups a los 32 m de profundidad.

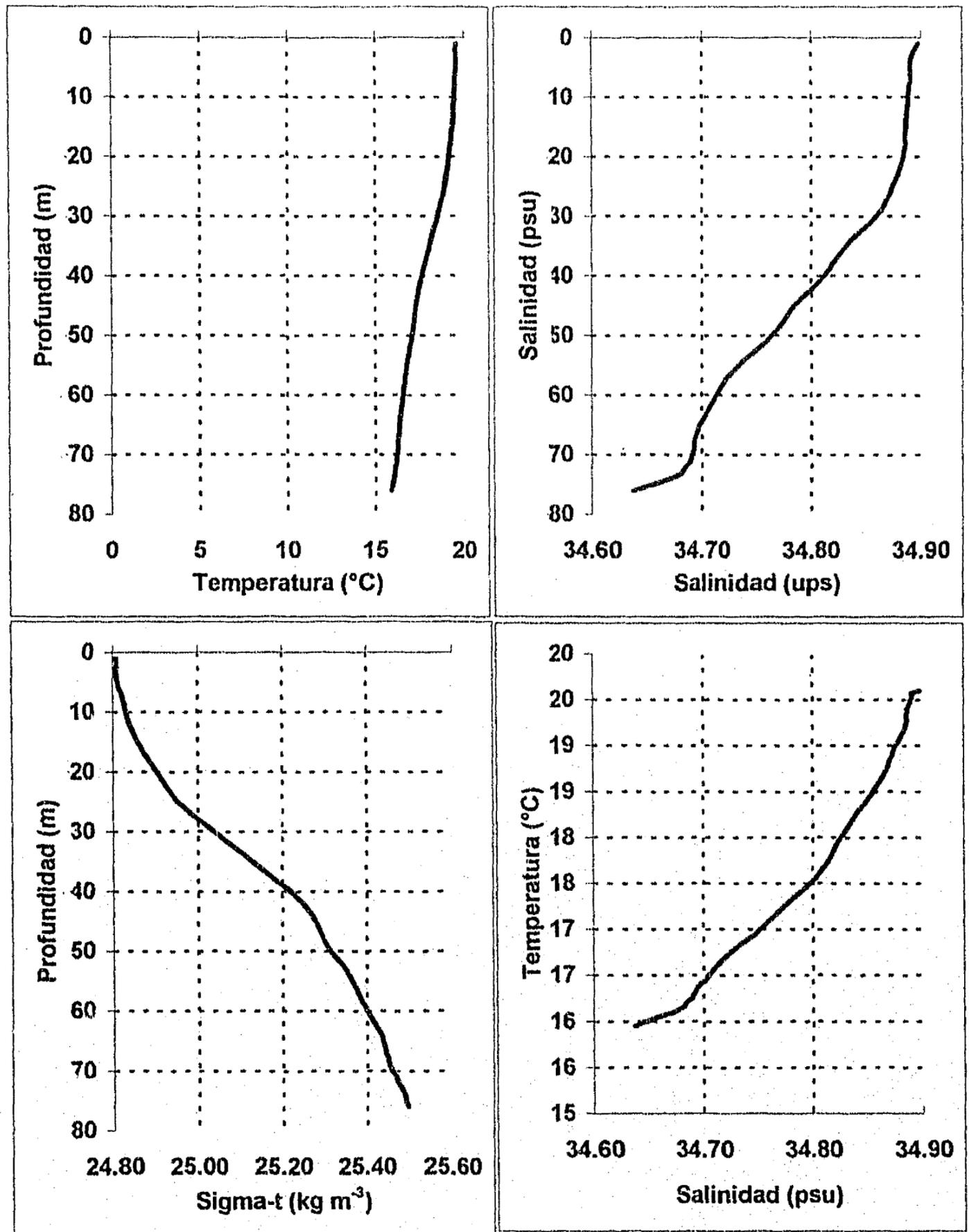


Fig. 5.4 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t (kg m^{-3})
d) Diagrama T-S, en la estación 5.

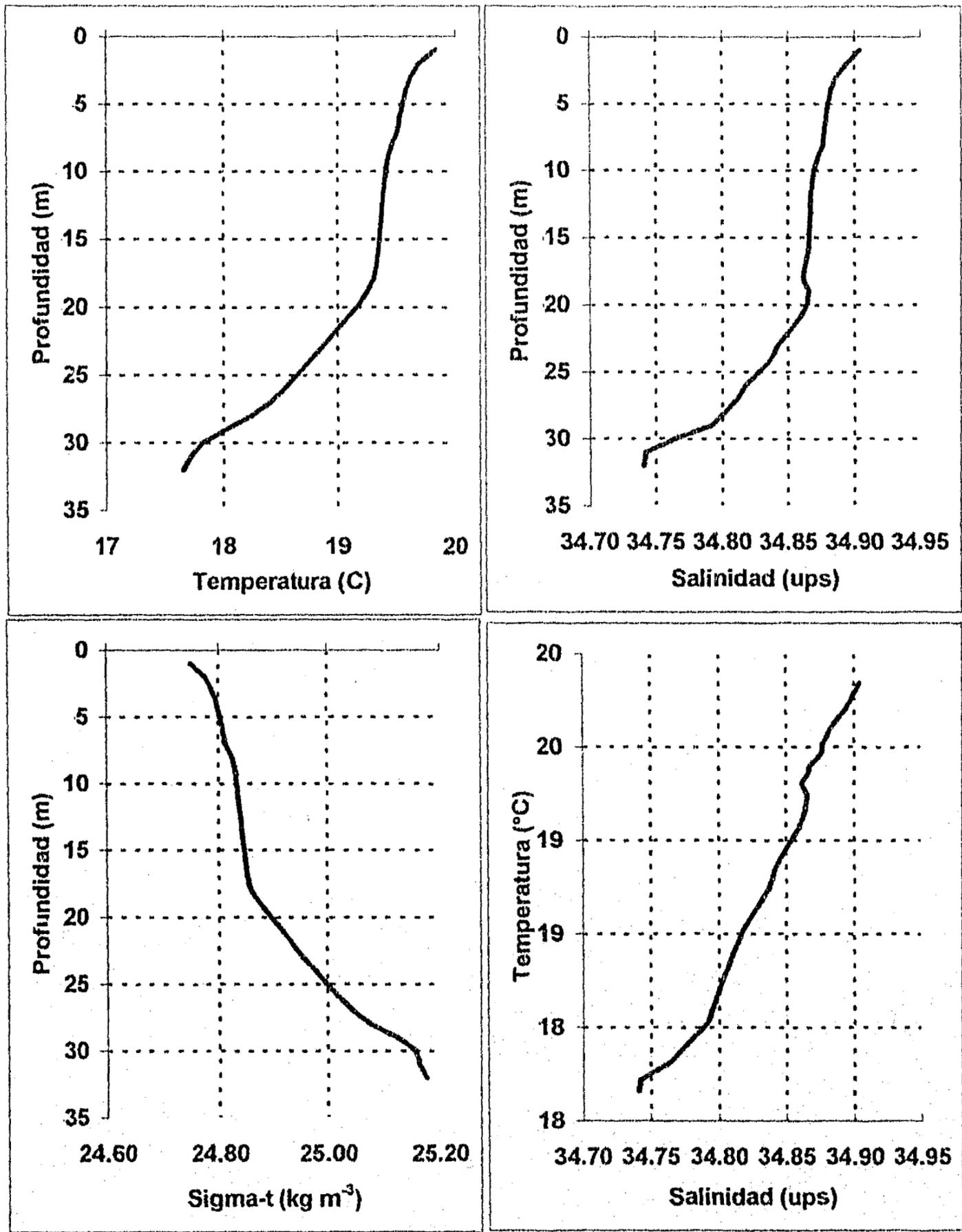


Fig. 5.5 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t d) Diagrama T-S, en la estación 6

La densidad relativa σ_T (Fig. 5.5c), refleja este comportamiento mostrando valores que se incrementan de 24.75 kg m^{-3} en la superficie hasta 24.85 kg m^{-3} a 18 m de profundidad, a partir de esta profundidad el aumento se incrementa hasta alcanzar los 25.18 kg m^{-3} a los 32 m.

El diagrama T-S de esta estación (Fig. 5.5d), muestra una distribución similar al encontrado para las estaciones anteriores con una relación cuasi-lineal entre los puntos $19.75 \text{ }^\circ\text{C}$ con 34.91 ups y $17.75 \text{ }^\circ\text{C}$ con 34.74 ups. Se puede observar un pico a los $19.25 \text{ }^\circ\text{C}$ con 34.86 ups.

La estación 7 muestra para temperatura (Fig. 5.6a), un perfil muy regular, esto es una temperatura de $19.50 \text{ }^\circ\text{C}$ en la superficie que disminuye suavemente hasta $9.20 \text{ }^\circ\text{C}$ a 375 m de profundidad, con una termoclina prácticamente inexistente, a los 15 m de profundidad. La salinidad presenta cambios un poco más marcados (Fig. 5.6b). Una capa homogénea de 34.85 ups que va de la superficie hasta los 15 m, profundidad a la cual se encuentra la haloclina. Una disminución relativamente fuerte hasta 34.63 ups a los 50 m, con un ligero escalón de agua de la misma salinidad hasta los 65 m de profundidad y una disminución suave de salinidad hasta 34.32 ups a 400 m.

El perfil vertical de densidad relativa σ_T , figura (5.6c), muestra bien definida la capa superficial de mezcla con 24.80 ups y un aumento de σ_T hasta 26.58 ups a 400 m de profundidad. Por su parte el diagrama T-S (Fig. 5.6d), presenta una forma fuertemente lineal en el cual los puntos extremos están caracterizados por los puntos de $19.85 \text{ }^\circ\text{C}$ con 34.85 ups en la superficie y $9.50 \text{ }^\circ\text{C}$ con 34.32 ups en el fondo.

El perfil vertical de temperatura de la estación 8 (Fig. 5.7a), presenta una capa de mezcla de $20 \text{ }^\circ\text{C}$, que va de la superficie hasta casi 50 m de profundidad. A 350 m se observa una temperatura de $9.25 \text{ }^\circ\text{C}$ mientras que la termoclina se presenta entre 45 y 60 m de profundidad. La salinidad muestra un comportamiento muy parecido a la temperatura (Fig. 5.7b); en la superficie se encontró una salinidad de 34.90 ups y en el fondo 34.31 ups. La densidad relativa σ_T , presenta valores de 24.70 kg m^{-3} en la capa de mezcla y de 26.50 kg m^{-3} a los 350 m de profundidad. La piconclina se presenta entre 45 y 60 m de profundidad (Fig. 5.7c).

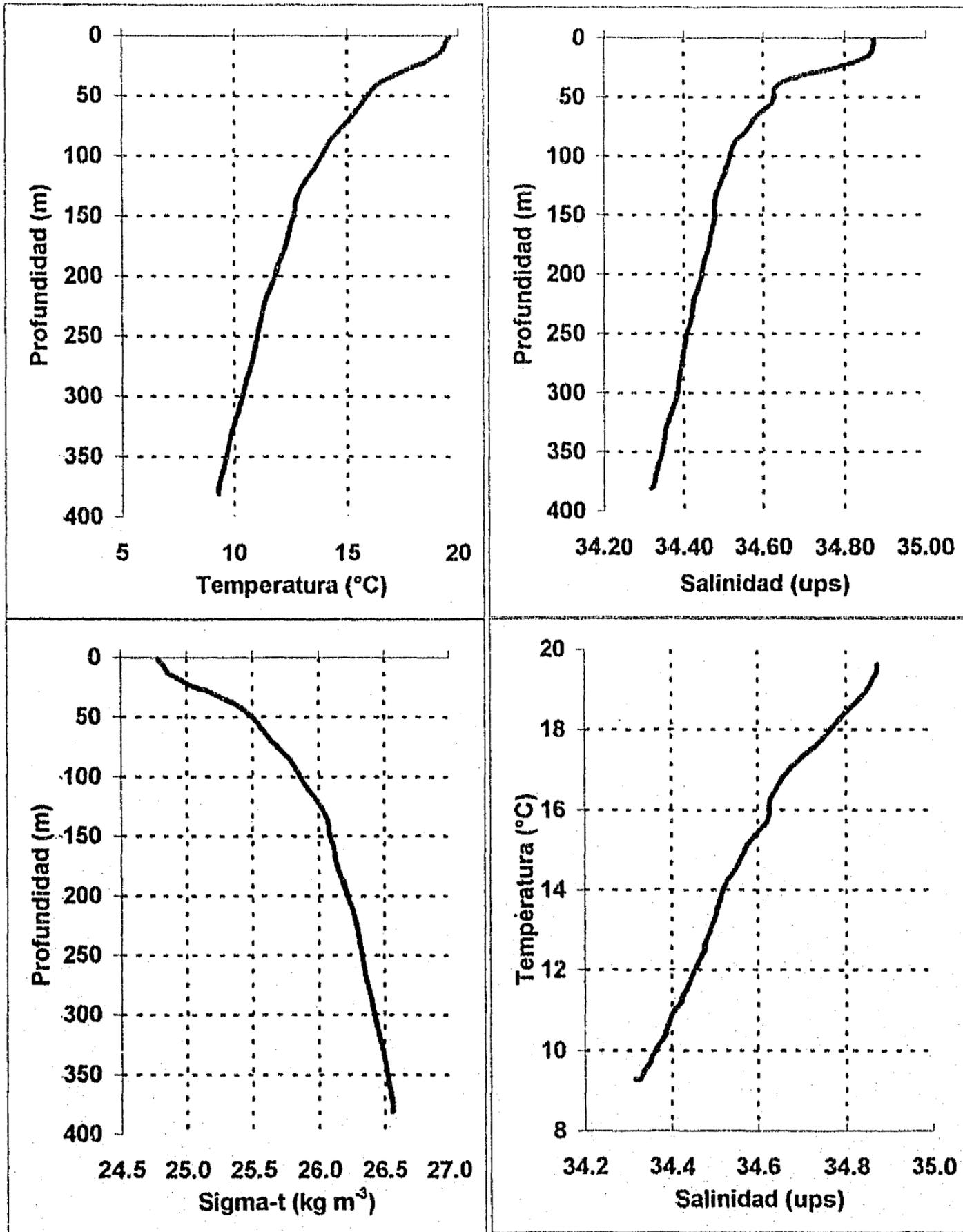


Fig. 5.6 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t d) Diagrama T-S, en la estación 7.

El diagrama T-S, para esta estación (Fig. 5.7d), presenta un comportamiento similar al de la estación 7, en forma de recta con valores de 9 °C y 34.35 ups en el fondo y 20 °C y 34.90 ups en la superficie.

La figura (5.8a) muestra el perfil vertical de temperatura obtenido en la estación 9, en este caso el comportamiento de la temperatura, la salinidad (Fig. 5.8b) y la densidad relativa (Fig. 5.8c), se comportan de forma similar a lo observado en la estación 8. En la capa de mezcla superficial se encontró una temperatura de 20 °C, una salinidad de 34.90 ups y una densidad relativa σ_T de 24.28 a 24.68 kg m⁻³. En el fondo se registró una temperatura de 11.90 °C, una salinidad de 34.45 ups y una densidad de 26.20 kg m⁻³. Los valores de temperatura y salinidad de los puntos extremos del diagrama T-S, presenta ligeras diferencias con respecto al obtenido con los datos de la estación 8, en la superficie se encuentra agua con temperaturas de 20 °C con salinidades de 34.90 ups y en el fondo el agua tiene un temperatura de 11.75 °C y salinidad de 34.45 ups.

La estación 10, que se encuentra próxima a Isla Partida, muestra un comportamiento en sus perfiles verticales diferente a lo observado en el resto de las estaciones del transecto. La temperatura en la superficie tiene valores próximos a 20 °C, y en el fondo 15 °C (Fig. 5.9a); la salinidad (Fig. 5.9b) presenta valores de 34.93 ups de la superficie hasta los 13 m, a partir de dicha profundidad empieza a disminuir hasta llegar a 34.60 ups a los 80 m de profundidad, y de los 80 m hasta los 90 m aumenta hasta alcanzar los 34.67 ups, mostrando lo que podría ser una intrusión de agua del Golfo de California. El perfil vertical de densidad relativa (Fig. 5.9d), no refleja el comportamiento de la salinidad, de hecho presenta un comportamiento cuasi lineal desde la superficie (24.80 kg m⁻³) hasta el fondo (25.80 kg m⁻³). Sin embargo, el diagrama T-S sí presenta un punto de inflexión muy marcado en su distribución, para aguas del fondo (Fig. 5.9d).

Estaciones 11 a 14: Transecto Canal San Lorenzo - San Juan de la Costa

Con excepción de la estación 11, este transecto junto con las estaciones 15 a 17, representan probablemente con mayor fidelidad las características de la Bahía de La Paz. Los transectos Boca Grande e Interior Boca Grande muestran la interacción de la bahía con el Golfo de California.

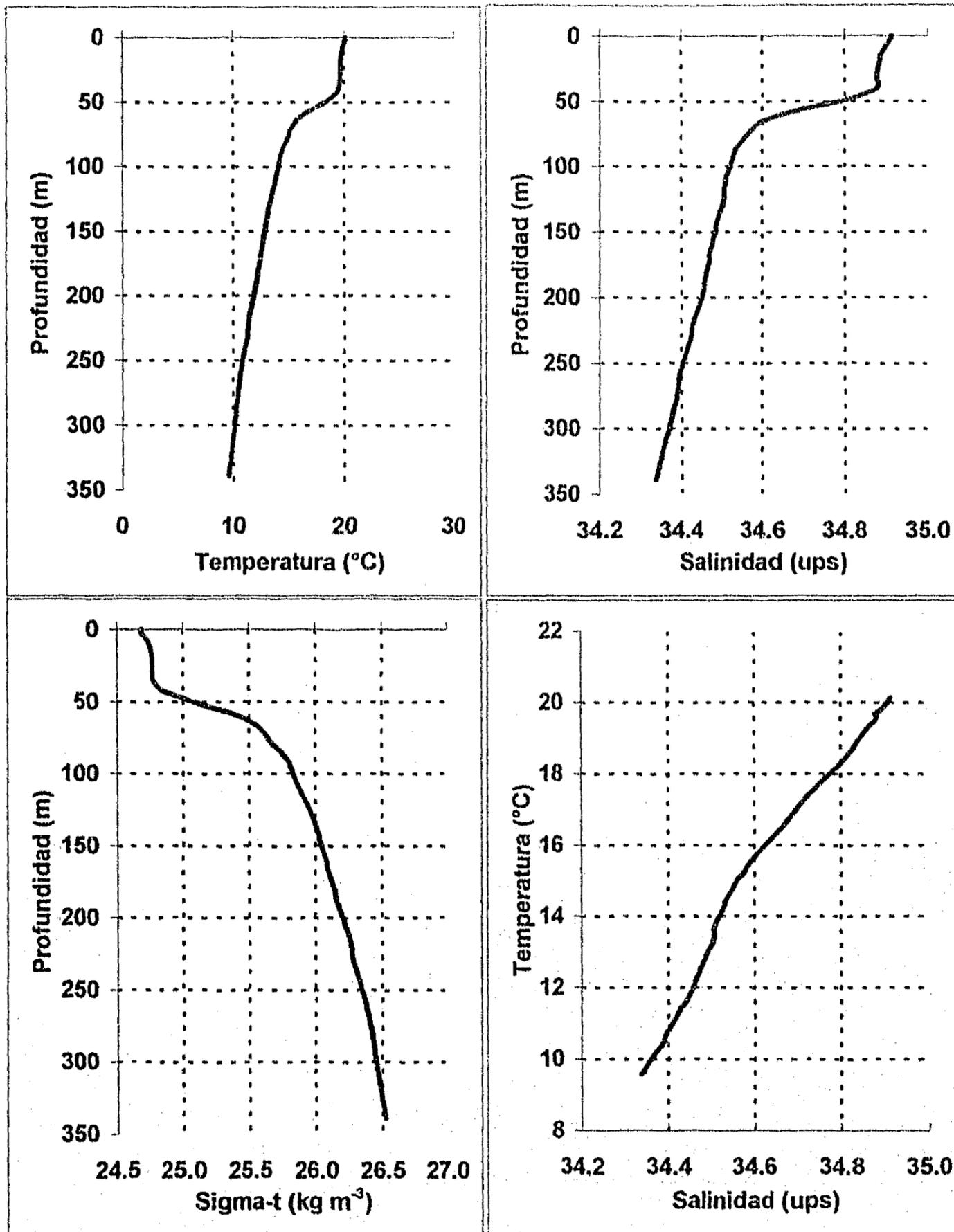


Fig. 5.7 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-T
d) Diagrama T-S, en la estación 8

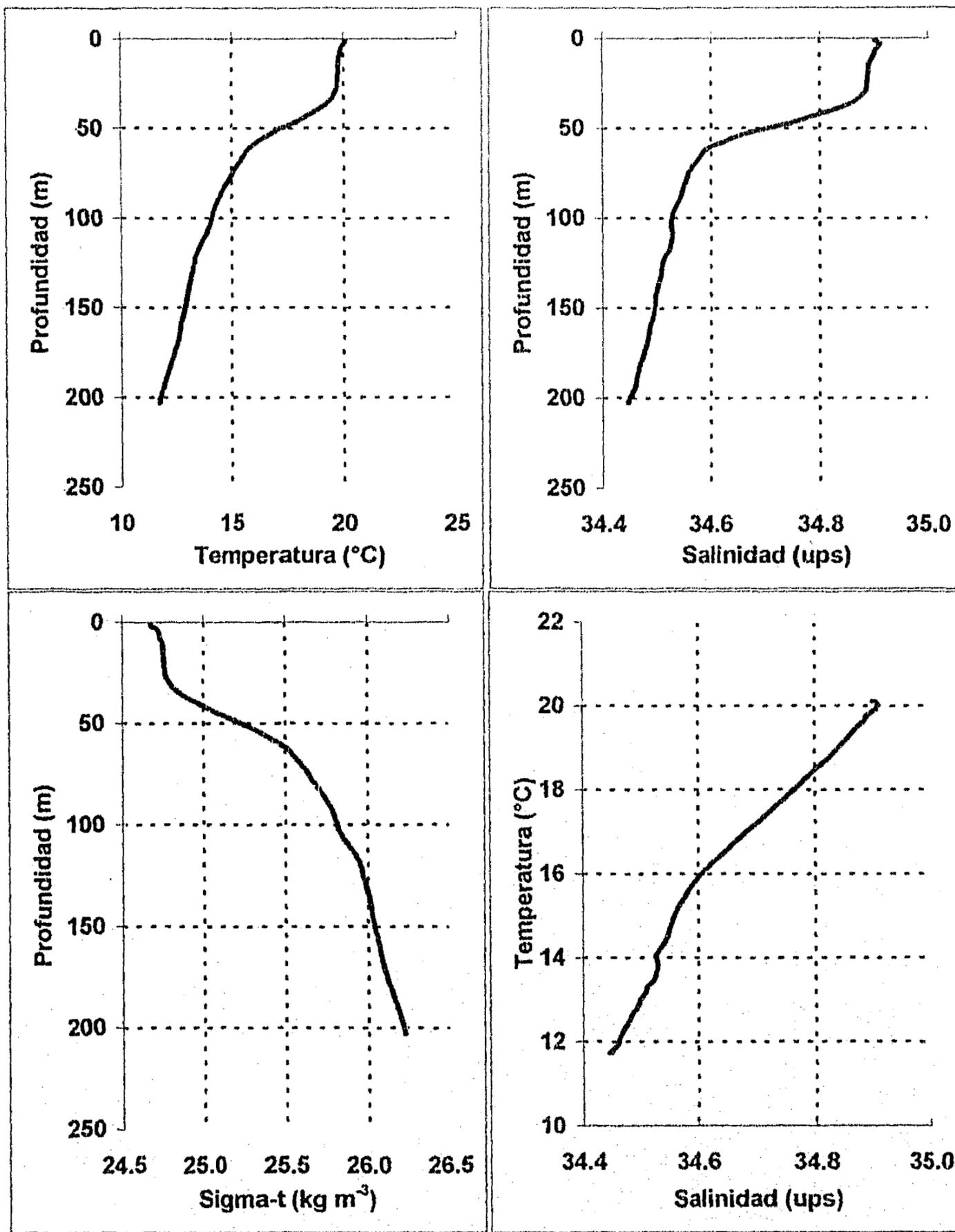


Fig. 5.8 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 9.

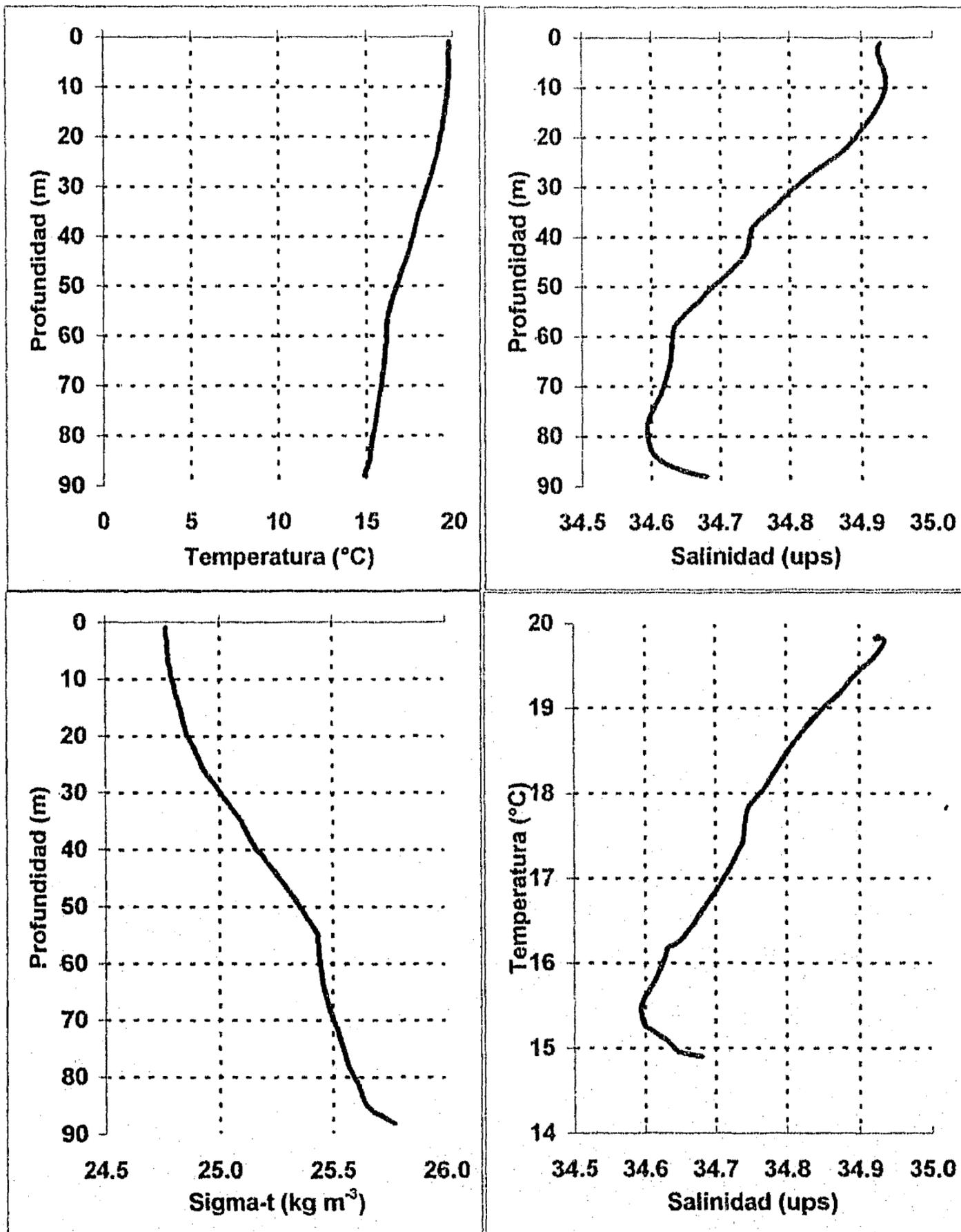


Fig. 5.9 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 10.

En la estación 11, que se encuentra en el extremo interior del Canal San Lorenzo, la temperatura (Fig. 5.10a), la salinidad (Fig. 5.10b), la densidad relativa (Fig. 5.10c) y el diagrama T-S presentan prácticamente las mismas distribuciones que las observadas en la estación 10. La estación 10 se encuentra situada en la parte interior del canal que separa Isla Partida de Isla Espíritu Santo, podría decirse que el agua que entra por los canales produce condiciones similares. A excepción de la salinidad que presenta una pequeña capa menos salina en la superficie, el resto de los valores es similar a los observados en la estación 10.

En la estación 12 cambian fuertemente las distribuciones verticales de temperatura (Fig. 5.11a), salinidad (Fig. 5.11b), densidad relativa (Fig. 5.11c) y la forma del diagrama T-S (Fig. 5.11d). La temperatura muestra una capa homogénea de aproximadamente 20 °C de la superficie hasta los 20 m de profundidad, la termoclina se presenta entre los 20 y los 30 m, a partir de esta profundidad la temperatura disminuye suavemente hasta llegar a los 12.50 °C a los 160 m de profundidad. La salinidad no muestra muy claramente la capa de mezcla superficial. En la superficie la salinidad tiene valores de 34.95 ups y en el fondo de 34.47 ups. La densidad relativa reproduce en forma inversa el comportamiento de la temperatura mostrando una capa de mezcla superficial de 24.70 kg m⁻³ y una densidad relativa de 26.15 kg m⁻³ en el fondo. El diagrama T-S vuelve a presentar una forma cuasi lineal.

A partir de la estación 13 (Fig. 5.12a,b,c y d), se comienza a hacer patente un hundimiento en la termoclina, la haloclina y la pycnoclina. La temperatura muestra valores de 20 °C en la superficie y 13 °C en el fondo. La salinidad toma valores de 34.90 ups en la superficie y de 34.47 ups en el fondo, a partir de los 70 m se puede observar un cambio en la disminución, tanto para la temperatura como para la salinidad. El diagrama T-S se presenta de forma cuasi lineal.

En la estación 14, la cual se encuentra cercana a San Juan de la Costa, se muestran aguas con una temperatura ligeramente mayor (Fig. 5.13a); mayores a 20 °C en la superficie y 16.25 °C en el fondo; pero con salinidades (Fig. 5.13b) y densidades relativas (Fig. 5.13c) semejantes, esto es debido, probablemente a la poca profundidad de la estación (70 m). El diagrama de temperatura contra salinidad muestra un comportamiento muy lineal (Fig. 5.13d).

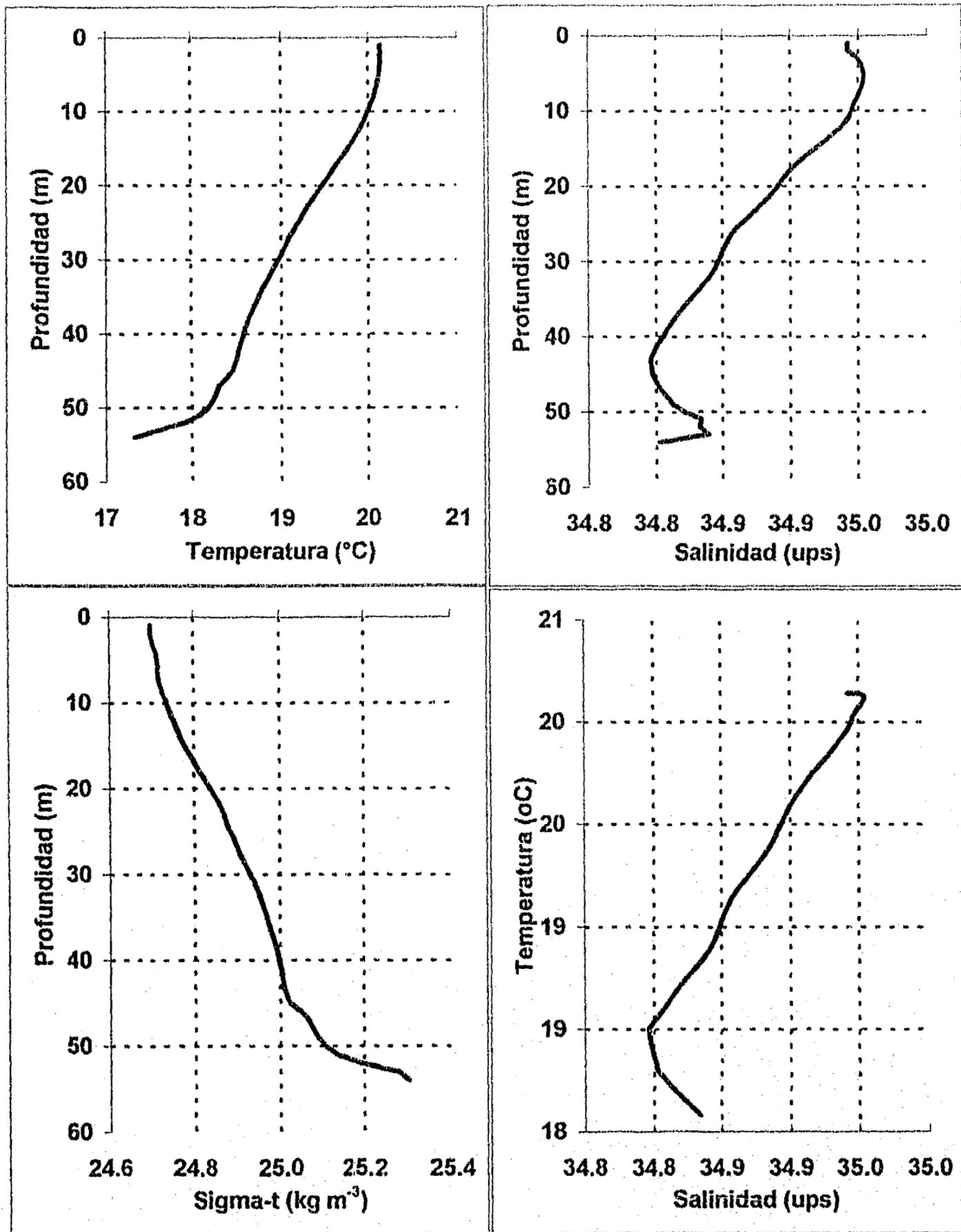


Fig. 5.10 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 11.

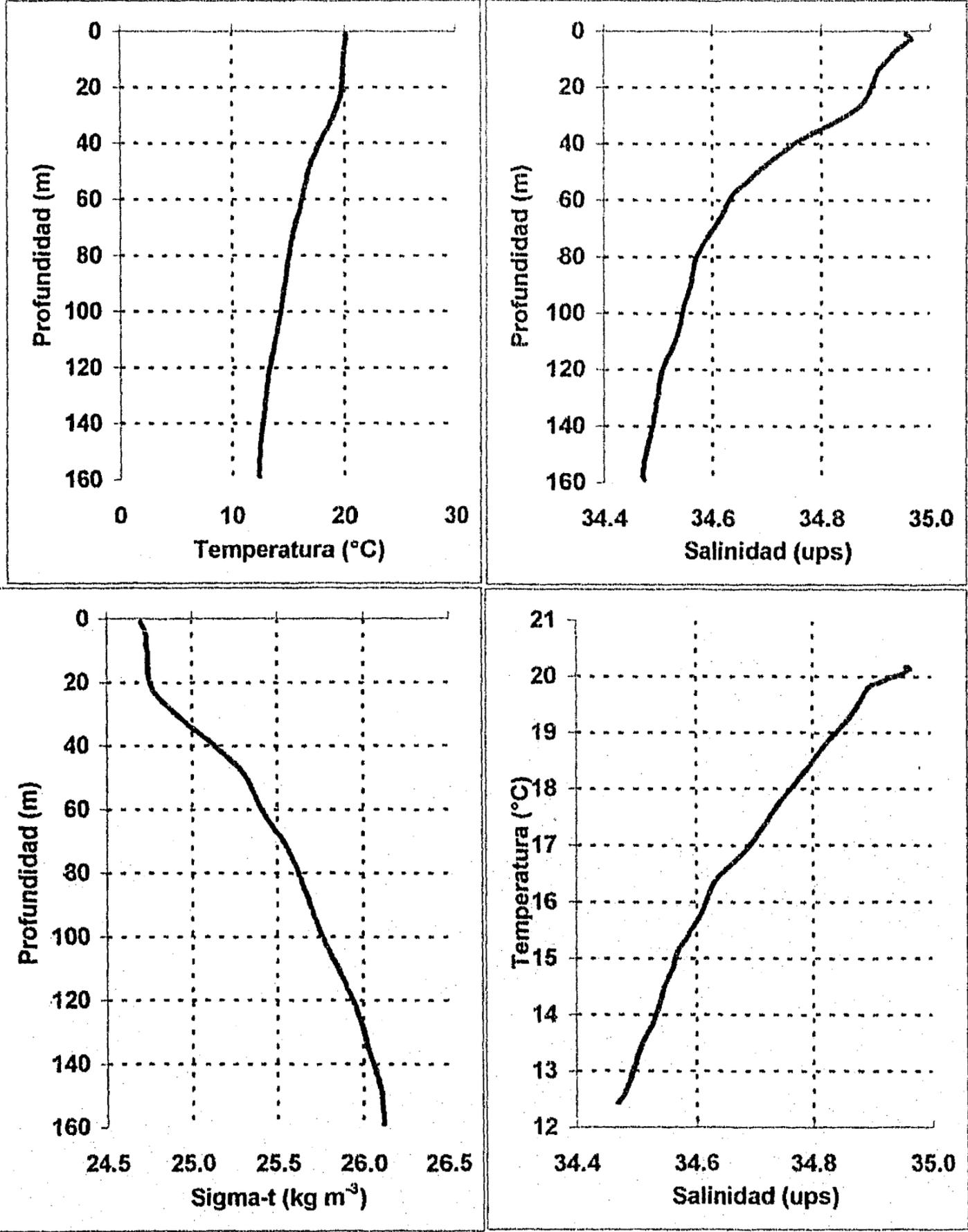


Fig. 5.11 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t d) Diagrama T-S, en la estación 12.

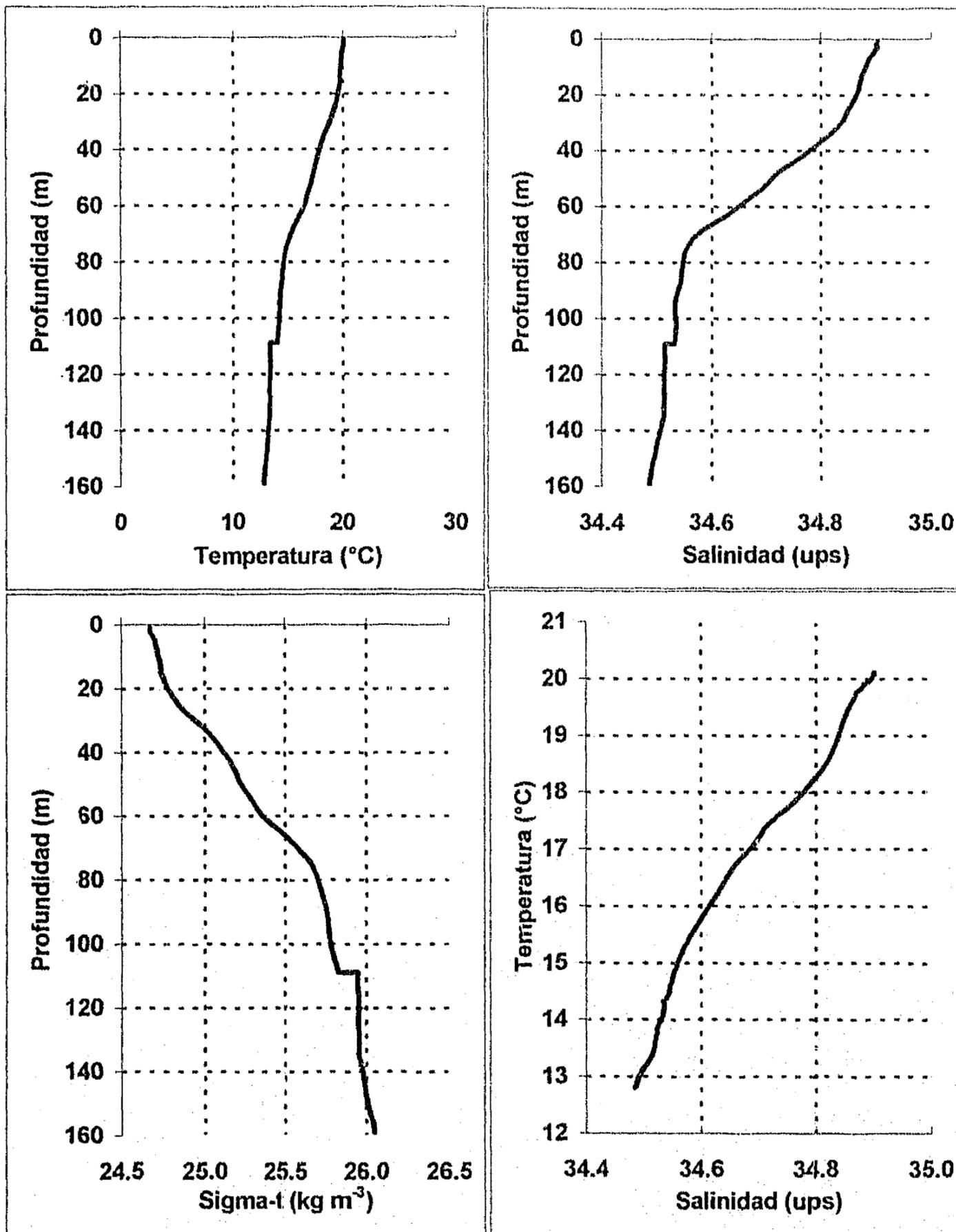


Fig. 5.12 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 13

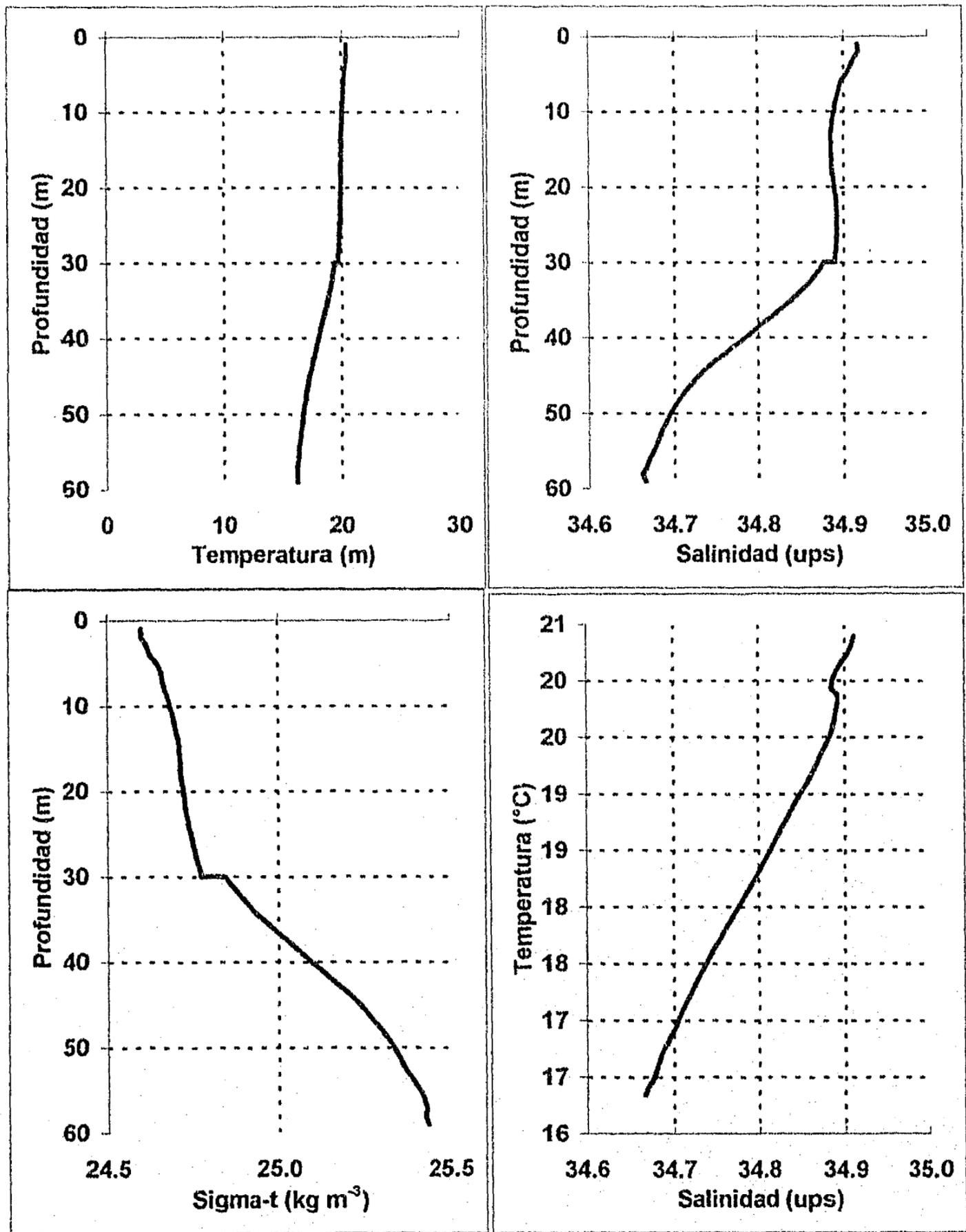


Fig. 5.13 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 14.

Estaciones 15 a 18: Transecto San Juan de la Costa - Sur del Canal San Lorenzo

La estación 15 se encuentra al sur de la estación 14, más cercana a la costa. La profundidad de esta estación es de 40 m. En este caso la temperatura muestra una disminución de 20.60 °C en la superficie, hasta 19 °C en el fondo, una diferencia de tan solo 1.6 °C (Fig. 5.14a). Por su parte la salinidad (Fig. 5.14b) presenta una diferencia entre la superficie (34.93 ups) con el fondo (34.83 ups) de solo 0.1 ups. Esta situación se refleja en la distribución vertical de densidad relativa (Fig. 5.14c), la cual es de 24.57 kg m⁻³ en la superficie y 24.90 en el fondo, con una diferencia de solo 0.33 kg m⁻³. El diagrama T-S por su parte refleja una pequeña curvatura mostrada por la salinidad en el agua superficial (Fig. 5.14d).

La estación 16 (Fig. 5.15a, b, c y d) que se encuentra un poco despegada de la costa y con una profundidad de 70 m, se observa un comportamiento similar al de la estación 15, la sola diferencia estriba en que la salinidad es ligeramente menor y el diagrama T-S tiene una forma más recta.

No obstante que la estación 17 se aproxima a costa este de la bahía, las distribuciones verticales de temperatura (Fig. 5.16a), salinidad (Figura 5.16b), densidad relativa (Fig. 5.16c) y el diagrama T-S (Fig. 5.16d) presentan distribuciones similares a la de la estación 16.

La estación 18 vuelve a mostrar la capa superficial de mezcla (Fig. 5.17a, b, c, y d), efecto de la influencia del Golfo de California, dicha capa va de la superficie hasta los 40 m de profundidad. Los rangos de la temperatura y la salinidad son muy parecidos a los mostrados para la estación 17.

La estación 19 muestra una forma diferente para la distribuciones verticales de salinidad. Esta estación es poco profunda y es la estación más interior de las efectuadas en la campaña. Se puede ver la influencia de la laguna costera, esto es temperaturas (20.45 °C - 20 °C, Fig. 5.18a), y salinidades (34.95 ups - 34.90 ups, Fig. 5.18b) elevadas. Esto se hace más marcado en la estación 20, la cual esta casi en la boca de la laguna costera (Fig. 5.19a, b, c y d).

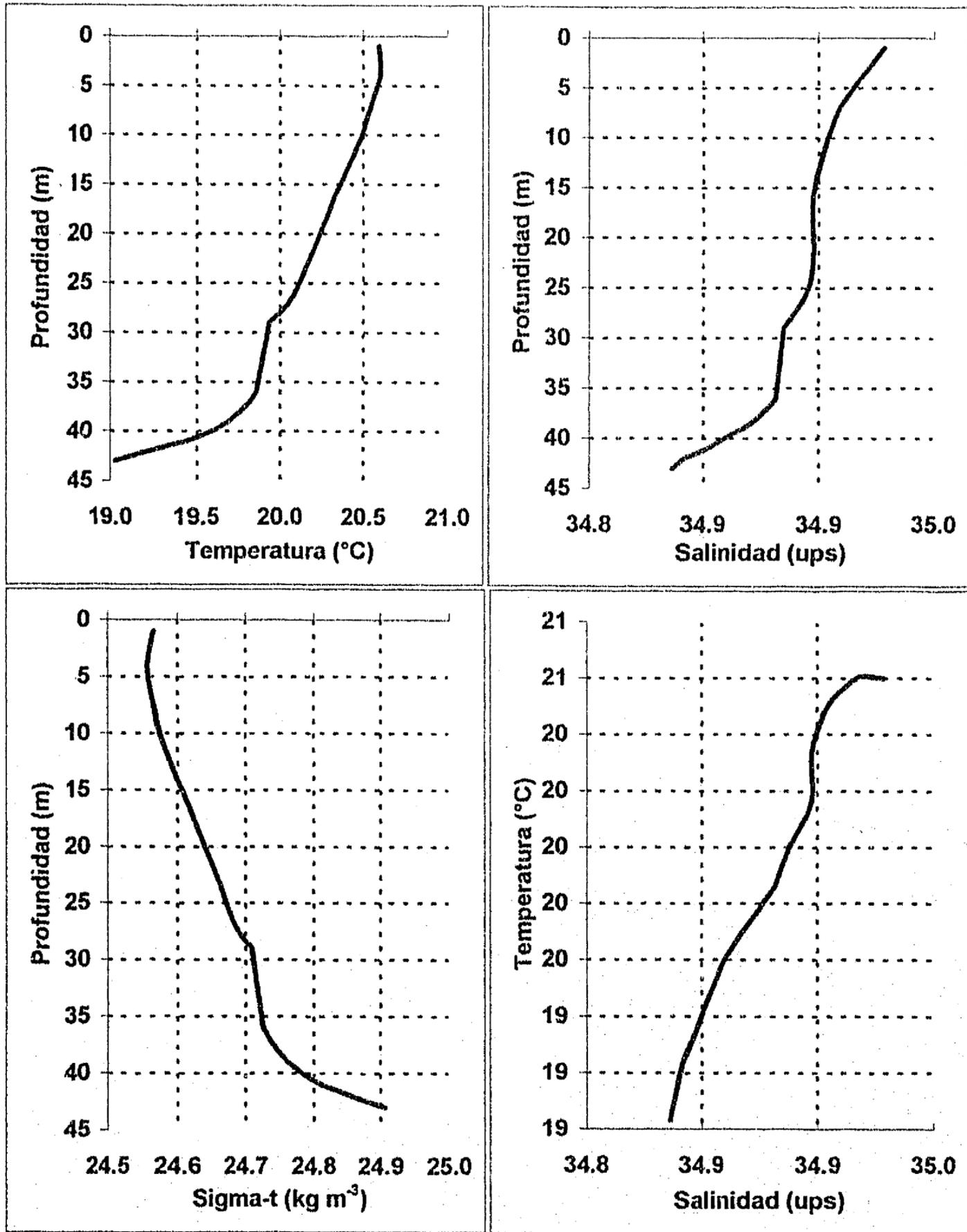


Fig. 5.14 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 15.

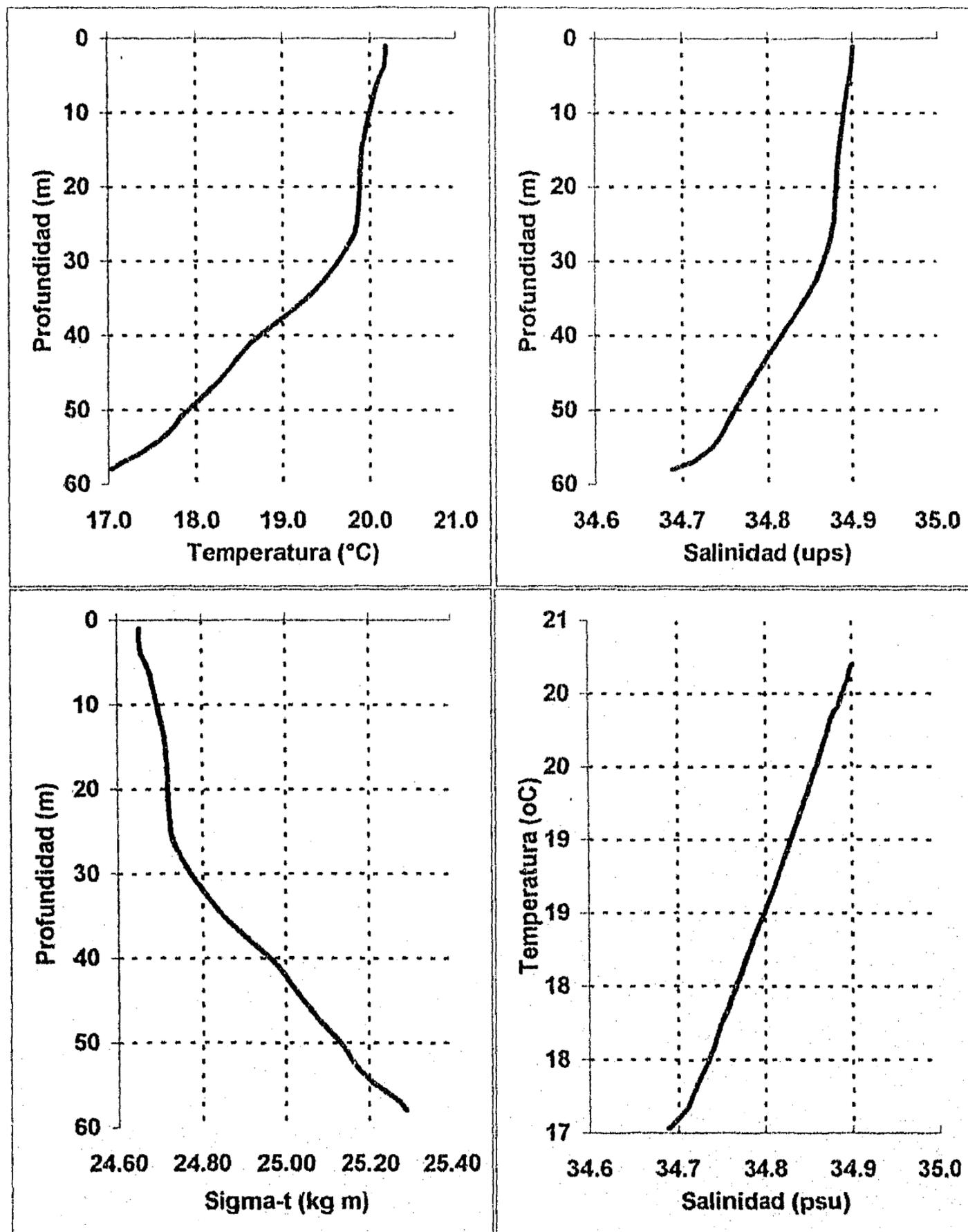


Fig. 5.15 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, estación 16.

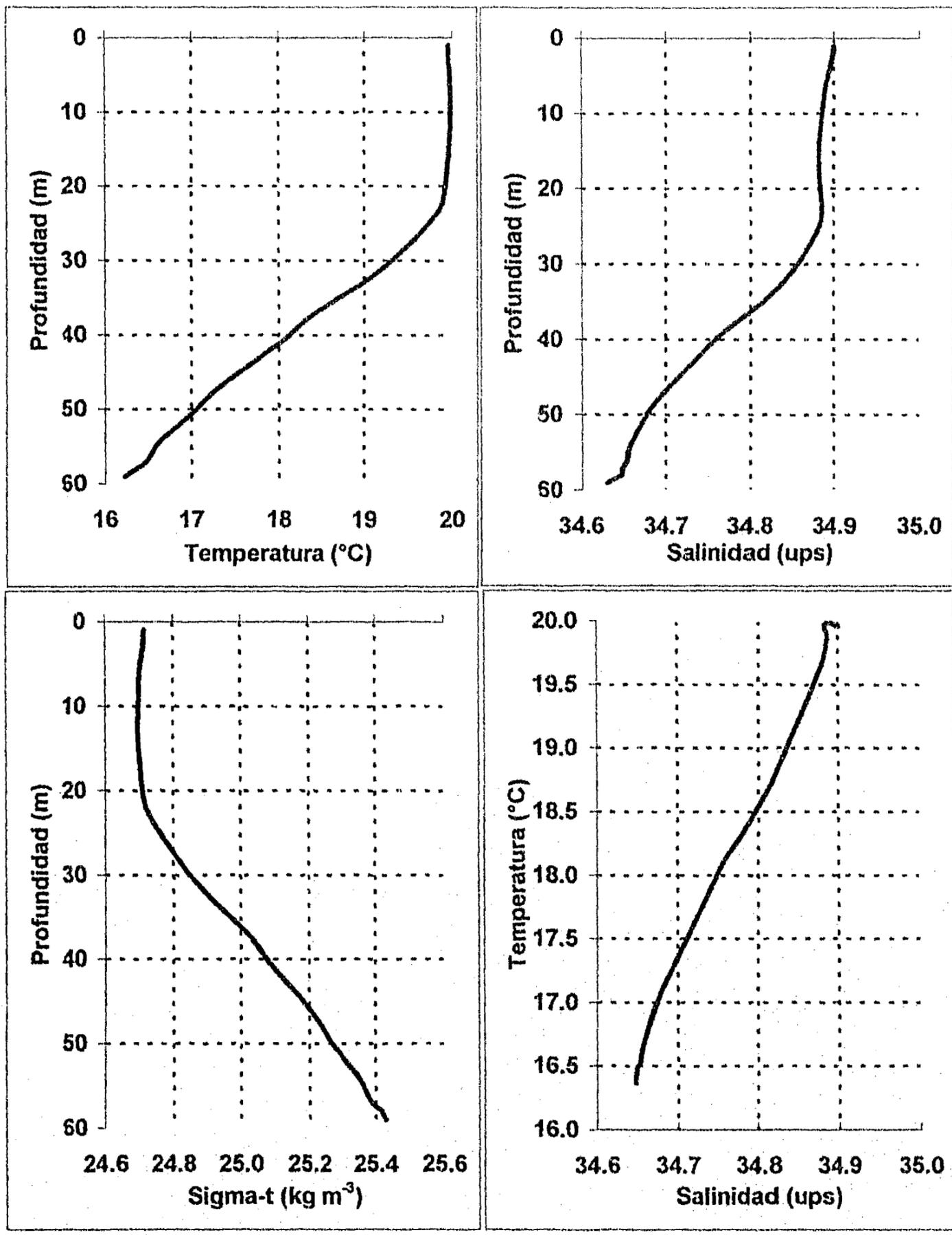


Fig. 5.16 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t d) Diagrama T-S, en la estación 17.

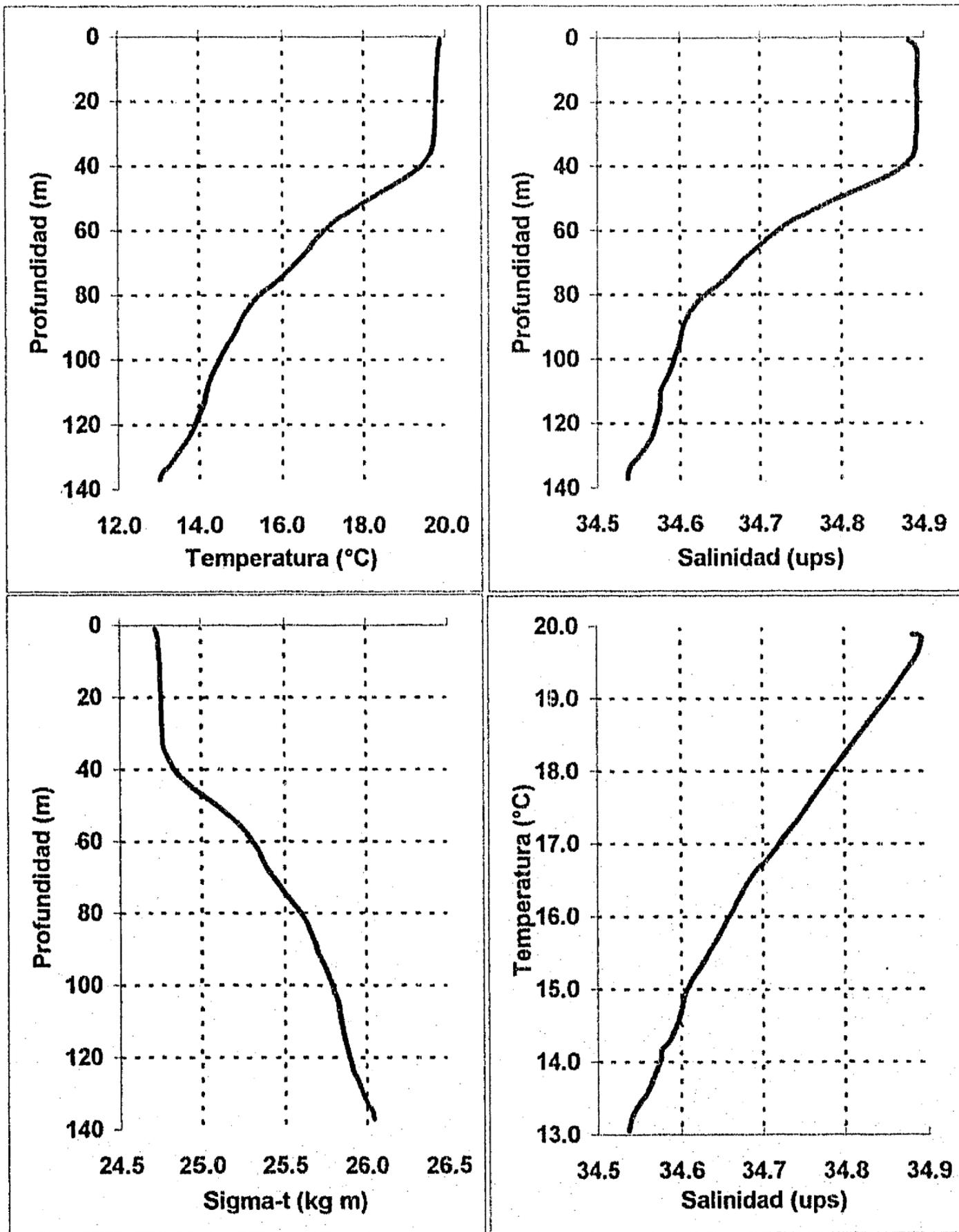


Fig. 5.17 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 18

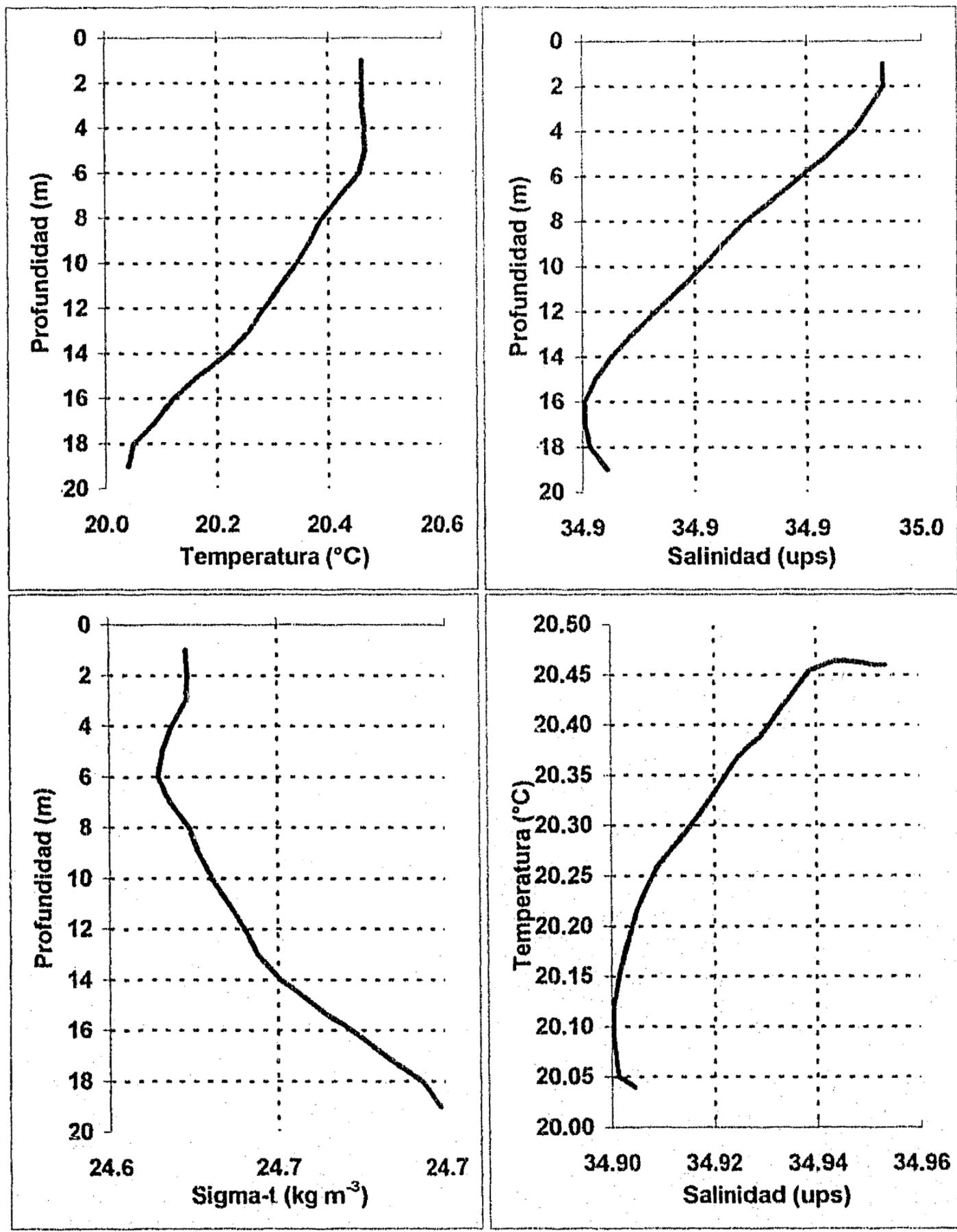


Fig. 5.18 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 19.

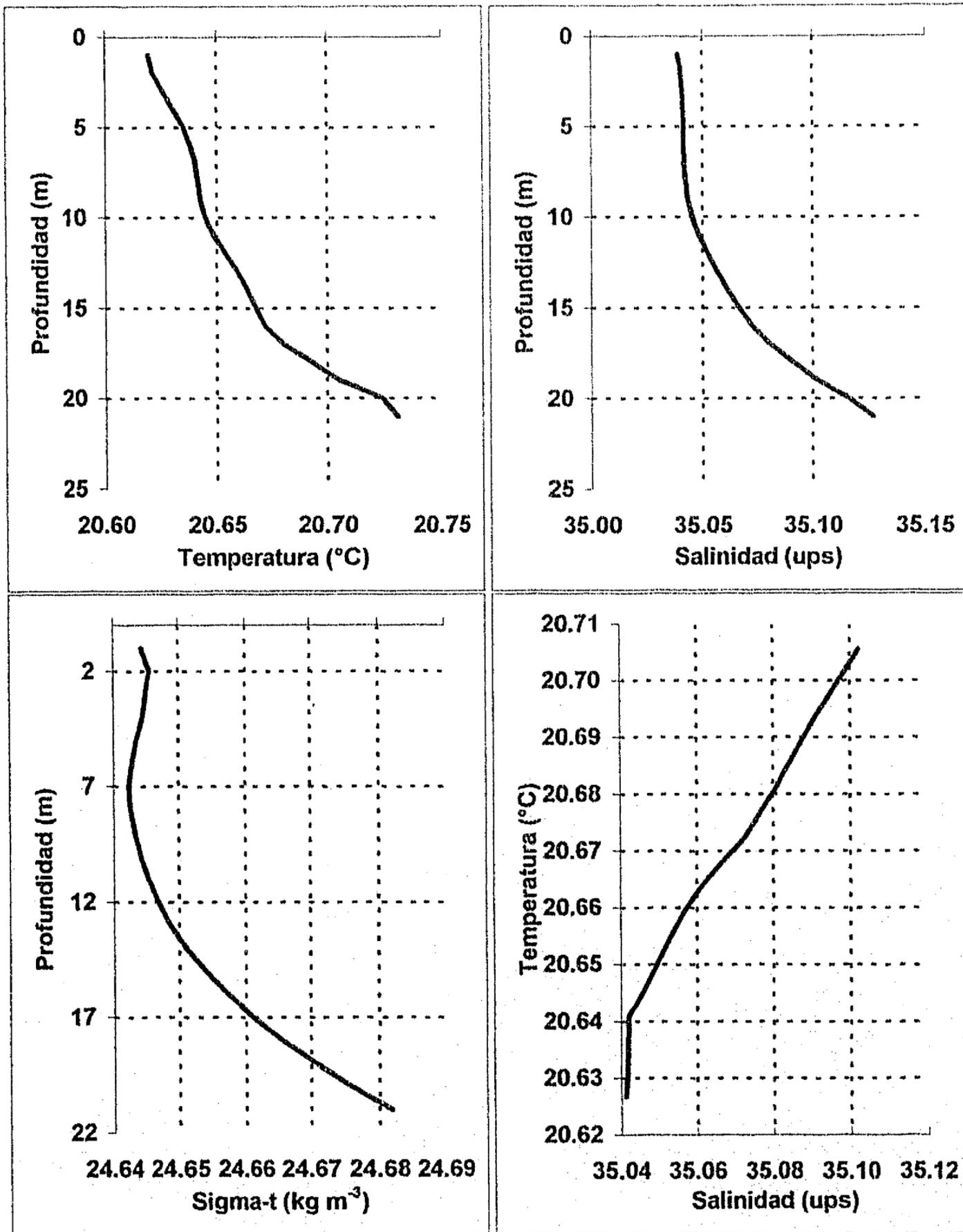


Fig. 5.19 Perfiles de: a) Temperatura, b) Salinidad, c) Sigma-t
d) Diagrama T-S, en la estación 20.

5.4 Diagramas acumulativos de temperatura, salinidad, densidad relativa (σ_T), T-S

El diagrama acumulativo de temperatura (Fig. 5.20a), muestra que la temperatura superficial en la bahía es de prácticamente 20 °C. La termoclina se encuentra entre los 17 y los 40 m de profundidad. En las partes profundas de la bahía la temperatura disminuye hasta los 9 °C, a aproximadamente 40 m de profundidad se encuentra la mayor dispersión. La salinidad presenta menos dispersión (Fig. 5.20b), a excepción de la estación que se encuentra en la boca de la laguna costera, que presenta salinidades mayores a los 35 ups; la salinidad superficial en la bahía se encuentra alrededor de los 34.90 ups. En el fondo la salinidad es de 34.20 ups. La densidad relativa (Fig. 5.20c) aumenta con la profundidad en la bahía, mostrando un sistema estable, en la superficie se tienen valores entre 24.50 y 24.75 kg m⁻³, mientras que en el fondo la densidad relativa alcanza los 26.50 kg m⁻³. Como se puede observar de los diagramas acumulativos no se presenta una gran dispersión en la distribución vertical de la temperatura, la salinidad y la densidad relativa.

El diagrama acumulativo de puntos T-S (Fig. 5.21), presenta un comportamiento cuasi lineal, mostrando que no hay masas de agua de diferentes tipos en la bahía, esto es, el agua diferente que entra a la bahía es rápidamente homogeneizada por procesos de mezcla por viento y marea.

5.5 Planos horizontales

Las distribuciones de temperatura, salinidad y σ_T en la superficie de la bahía resultaron muy homogéneas, por ese motivo no se presentan.

5.5.1 Temperatura

La distribución horizontal de temperatura a 25 m de profundidad (Fig. 5.22), presenta valores que van de los 18.90 °C en la parte occidental (Cabeza de Mechudo) y en la región interior de las islas, hasta 19.65 °C en la parte sur de la bahía y en la parte central de la frontera de la bahía con el Golfo de California. La

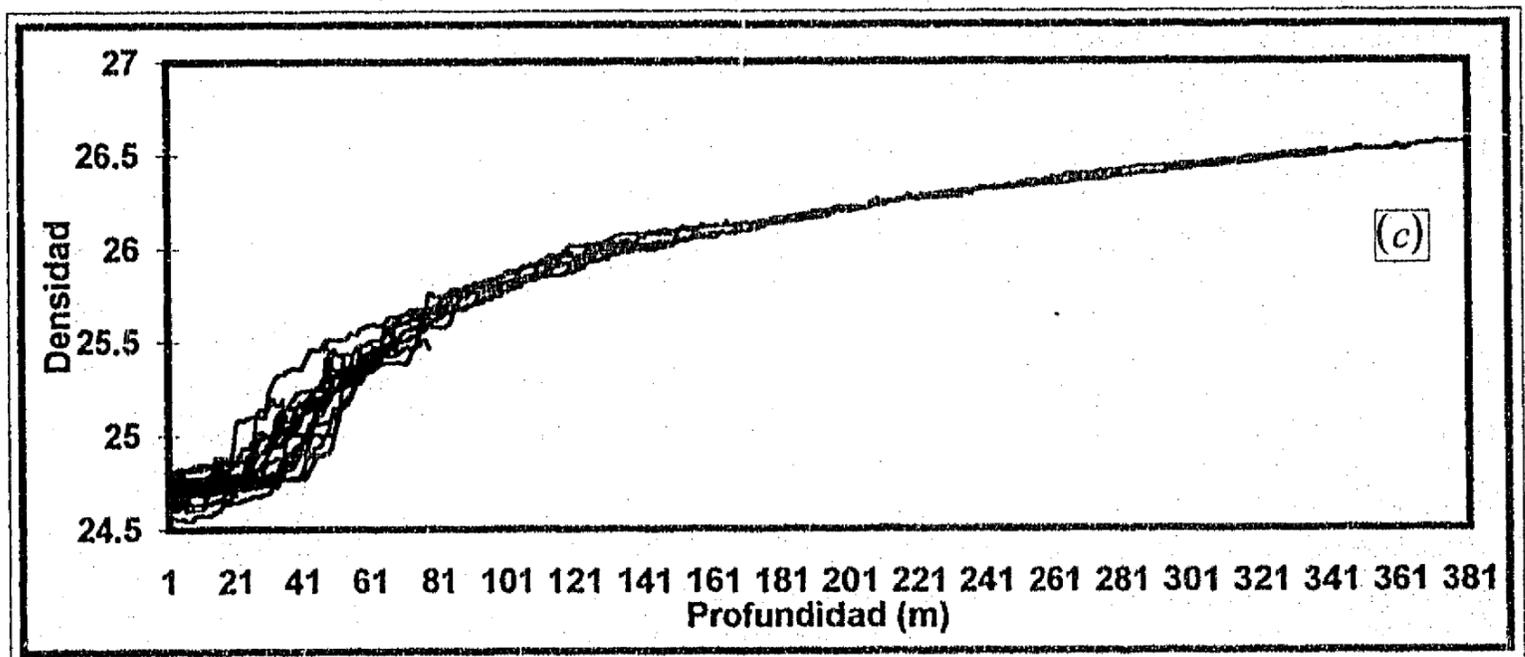
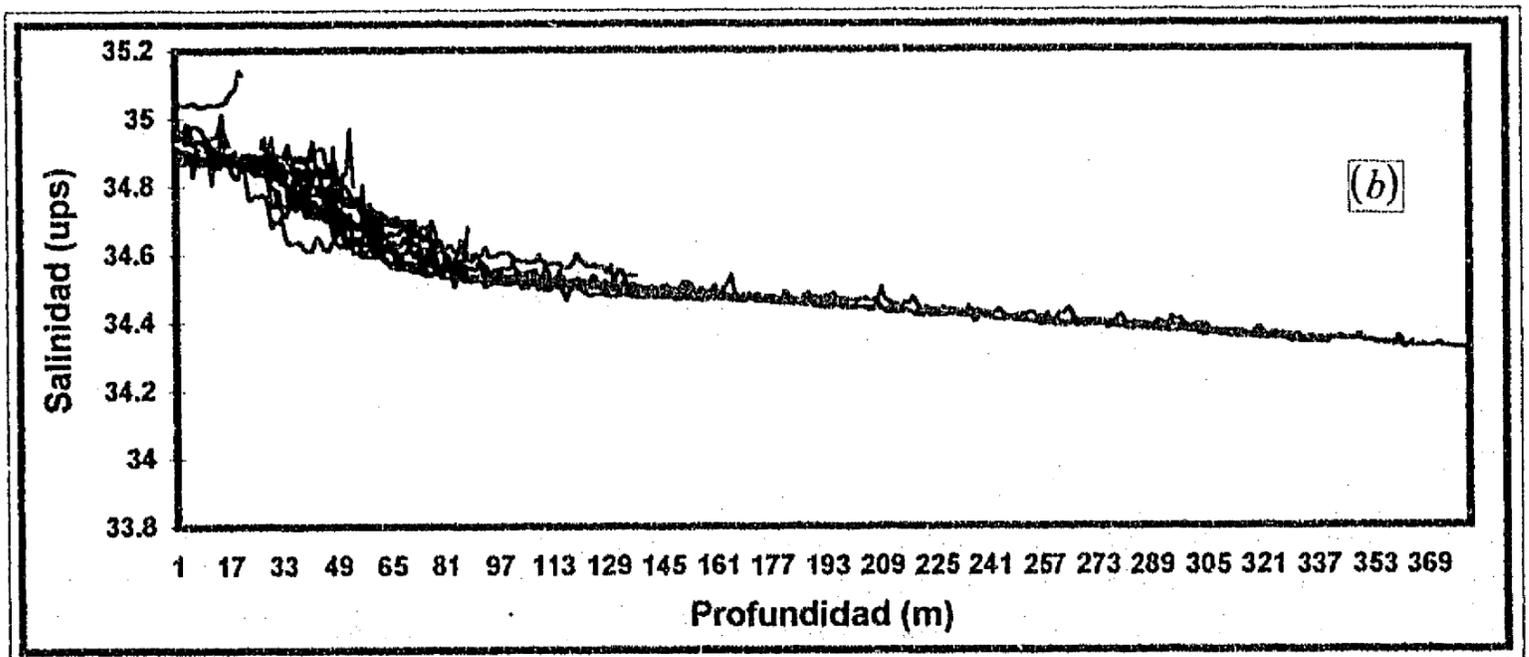
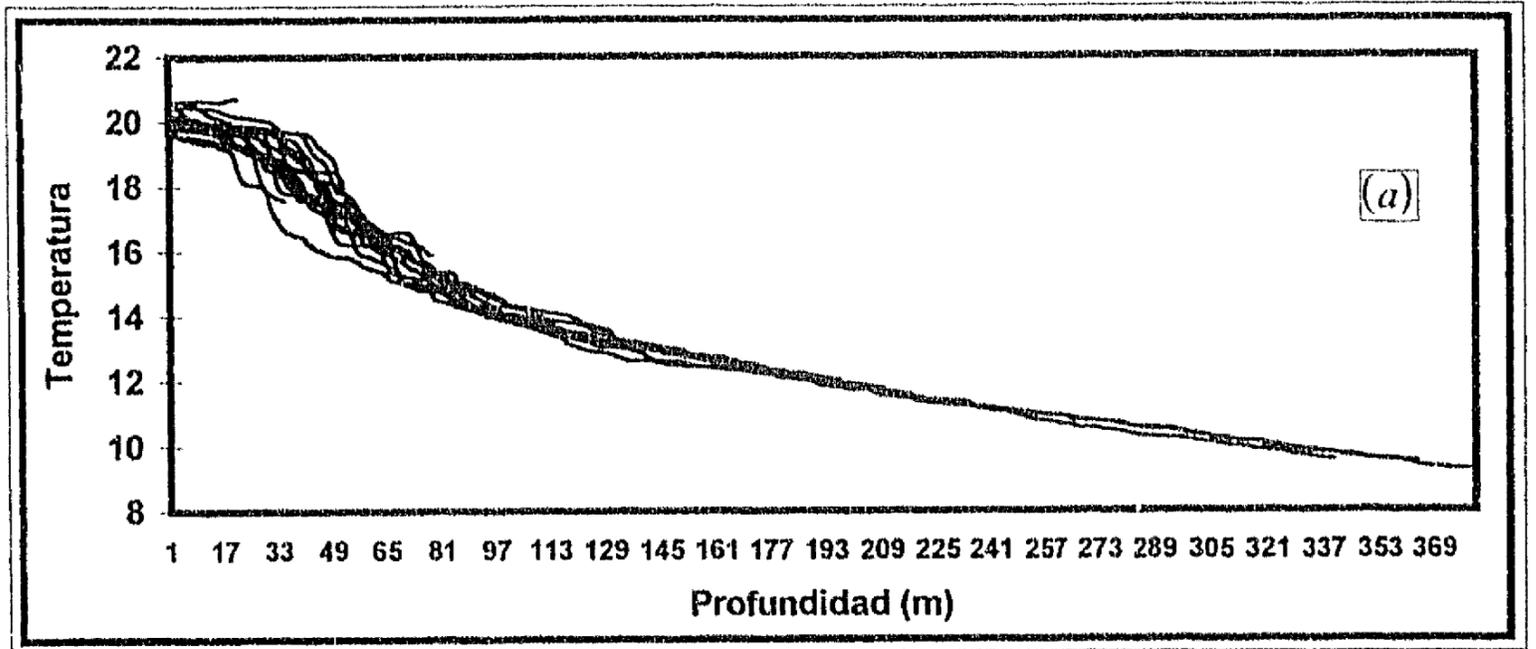


Fig. 5.20 Diagramas acumulativos de temperatura (a), salinidad (b) y densidad relativa (c).

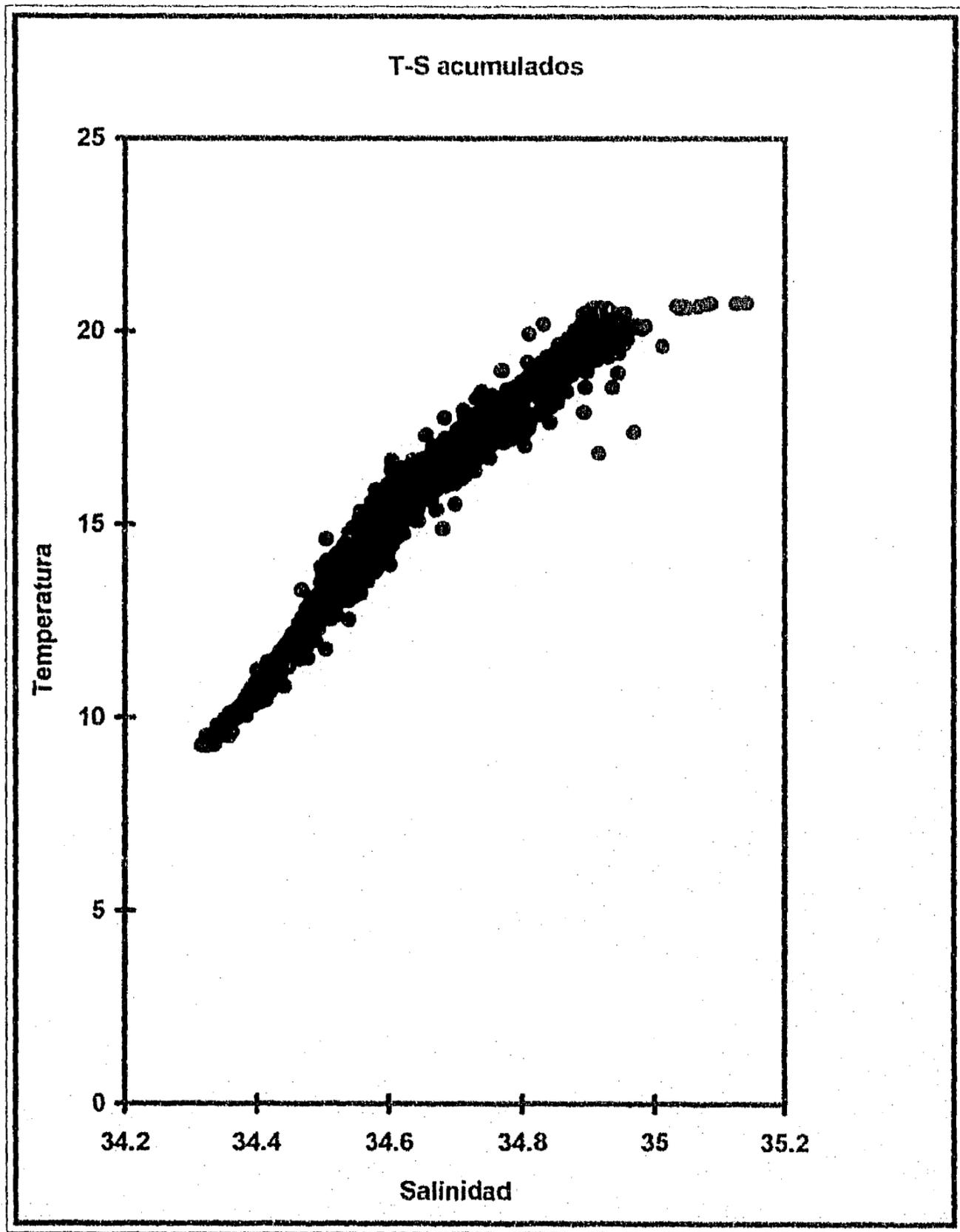


Fig. 5.2 Puntos T-S acumulados

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

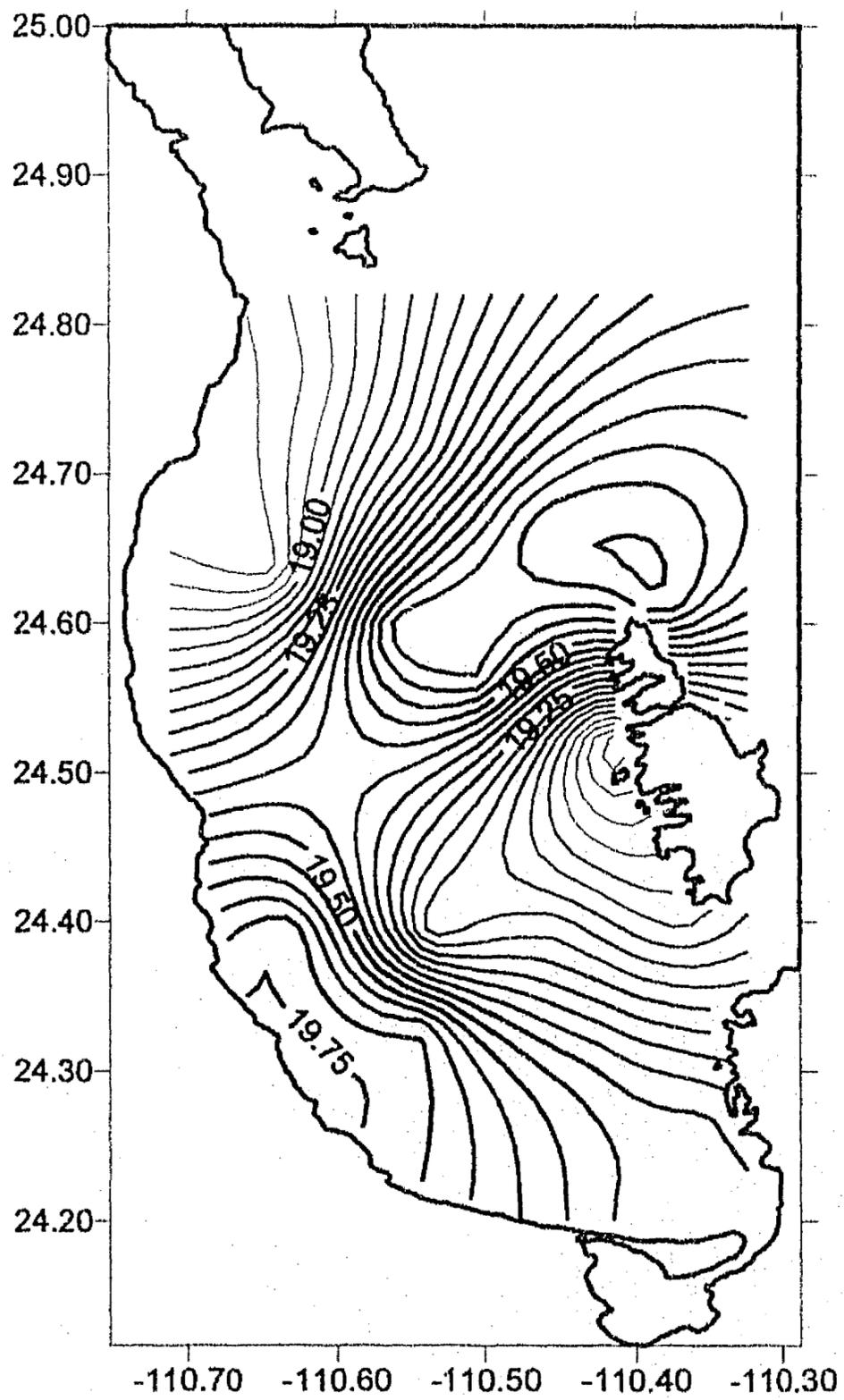


Fig. 5.22 Distribución horizontal de temperatura a 25m.

diferencia en temperatura es de $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$. A 100 m de profundidad (Fig. 5.23), se observa una temperatura mayor en zona del golfo teniendo ésta valores más altos, $15.90\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que en la parte interna de la bahía se encuentran los valores menores con $15.15\text{ }^{\circ}\text{C}$, manteniéndose la misma diferencia entre los máximos y los mínimos ($0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$). A 200 m de profundidad (Fig. 5.24), se puede ver el efecto de la cuenca profunda de la parte occidental, en dicho lugar se presentan las temperaturas menores con $12.75\text{ }^{\circ}\text{C}$, con una estructura concéntrica, mientras que las temperaturas más elevadas se ubican en la parte central de la frontera de la bahía con el golfo, siendo estas de $12.87\text{ }^{\circ}\text{C}$.

5.5.2 Salinidad

La distribución horizontal de salinidad sigue *a grosso* modo la misma configuración que la presentada por la temperatura. A 25m de profundidad (Fig. 5.25), se pueden observar valores altos en la parte norte de las islas, frontera con el golfo y en la zona sur, próxima a la costa, los valores mínimos se ubican en la parte norte y junto a las islas. Los valores máximos son de 34.88 ups y los mínimos de 34.85 ups, siendo su diferencia de tan solo 0.03 ups. A 100m de profundidad (Fig. 5.26), la salinidad presenta una diferencia entre su máximo y su mínimo de 0.07 ups, estando el máximo en la parte de la frontera de la bahía con el golfo y el mínimo en la región central de la bahía. A 200 m de profundidad (Fig. 5.27), el campo de salinidad es todavía más homogéneo pues su diferencia es de solo 0.02 ups; no obstante, se alcanza a distinguir el efecto de la cuenca profunda. Para esta profundidad la salinidad oscila entre 34.50 ups y 34.48 ups.

5.5.3 Densidad relativa (σ_T)

La densidad relativa a 25 m de profundidad (Fig. 5.28), muestra valores de 24.92 kg m^{-3} en la parte norte de la bahía y de 24.80 kg m^{-3} en la parte norte de las islas y pegado a la costa en el sur de la bahía. La diferencia entre el máximo y el mínimo observado es de 0.12 kg m^{-3} . A 100 m de profundidad (Fig. 5.29) la parte central presenta los valores máximos con 25.64 kg m^{-3} , mientras que los mínimos se ubican

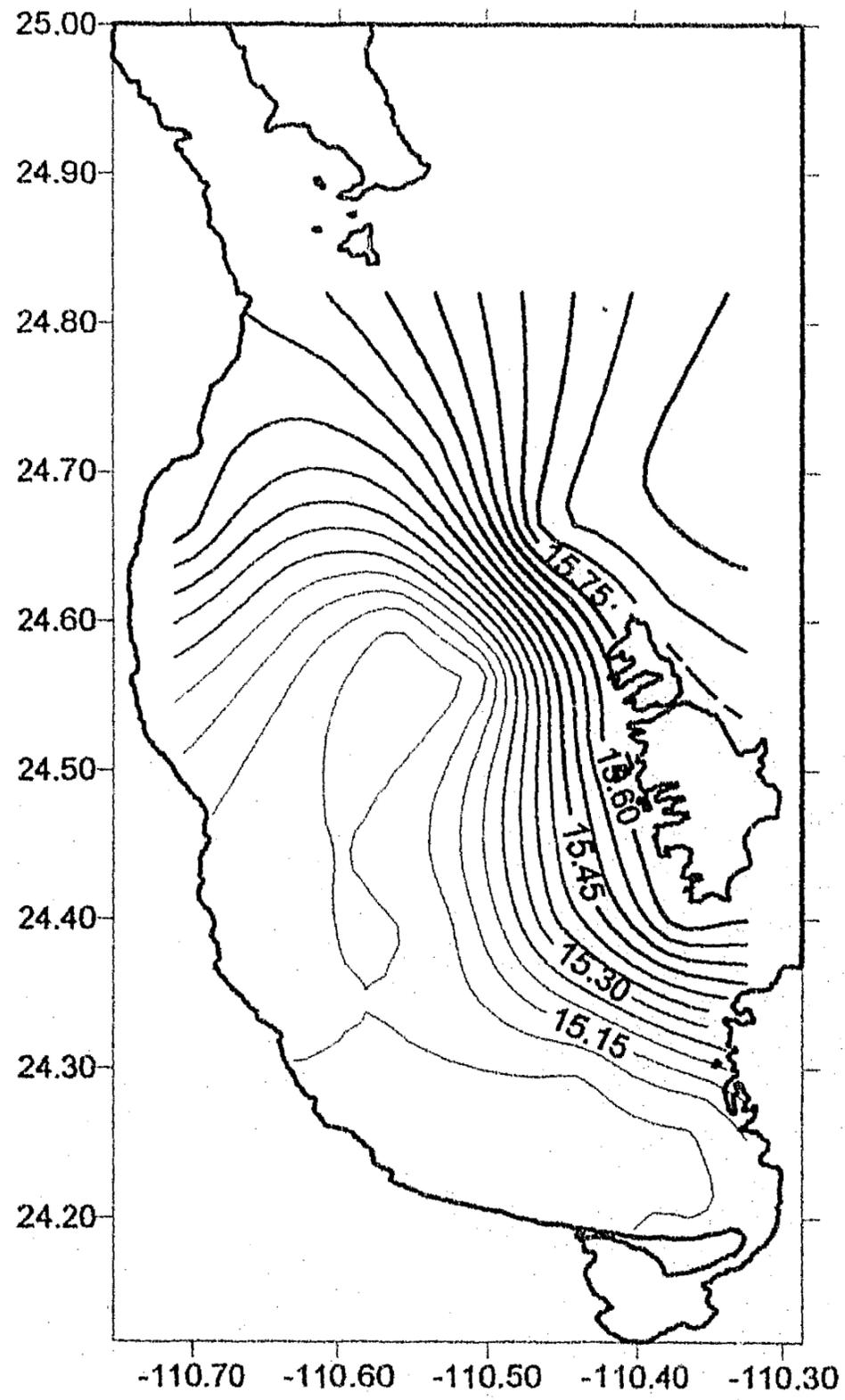


Fig. 5.23 Distribución horizontal de temperatura a 100 m

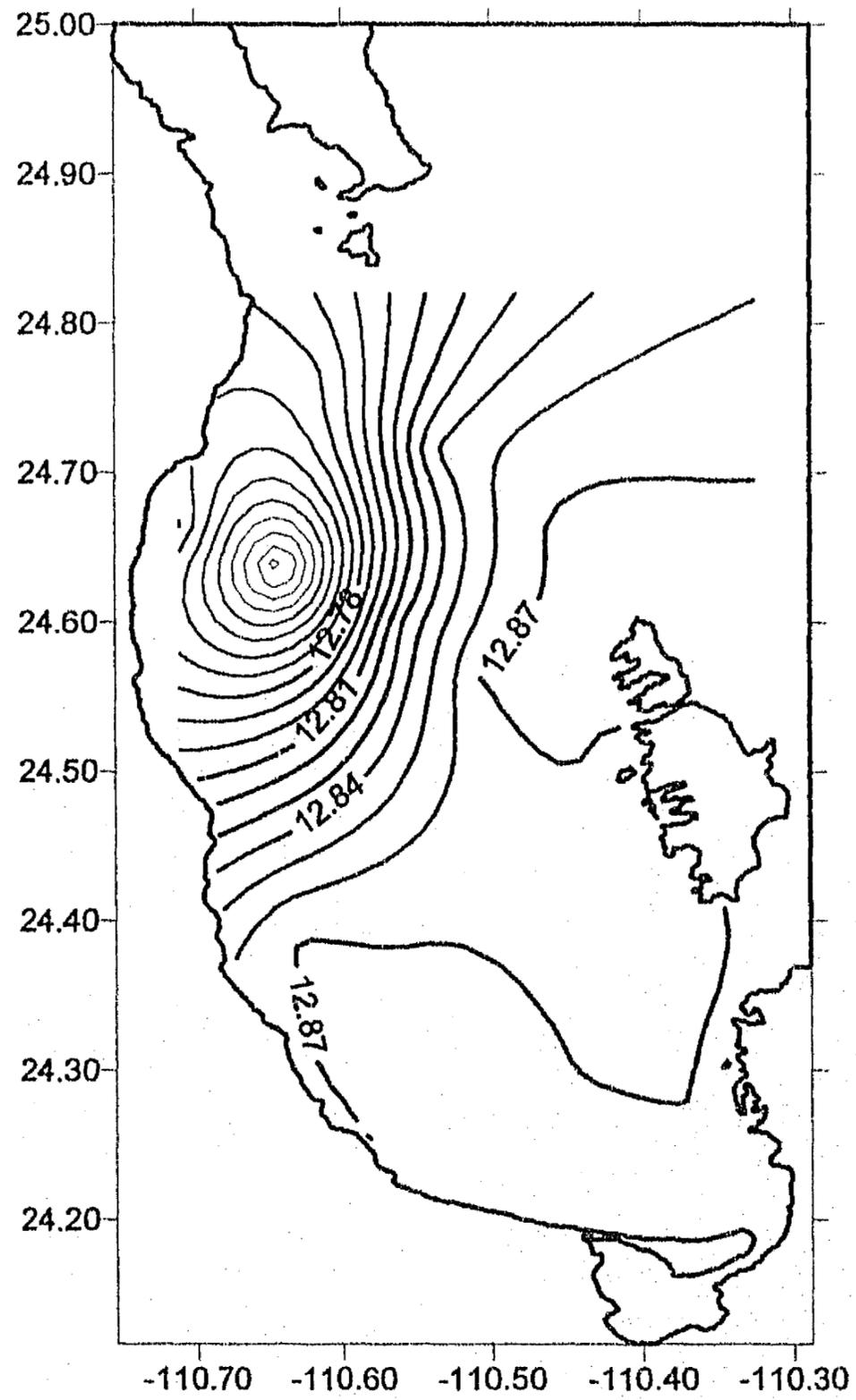


Fig. 5.24 Distribución horizontal de Temperatura a 200m.

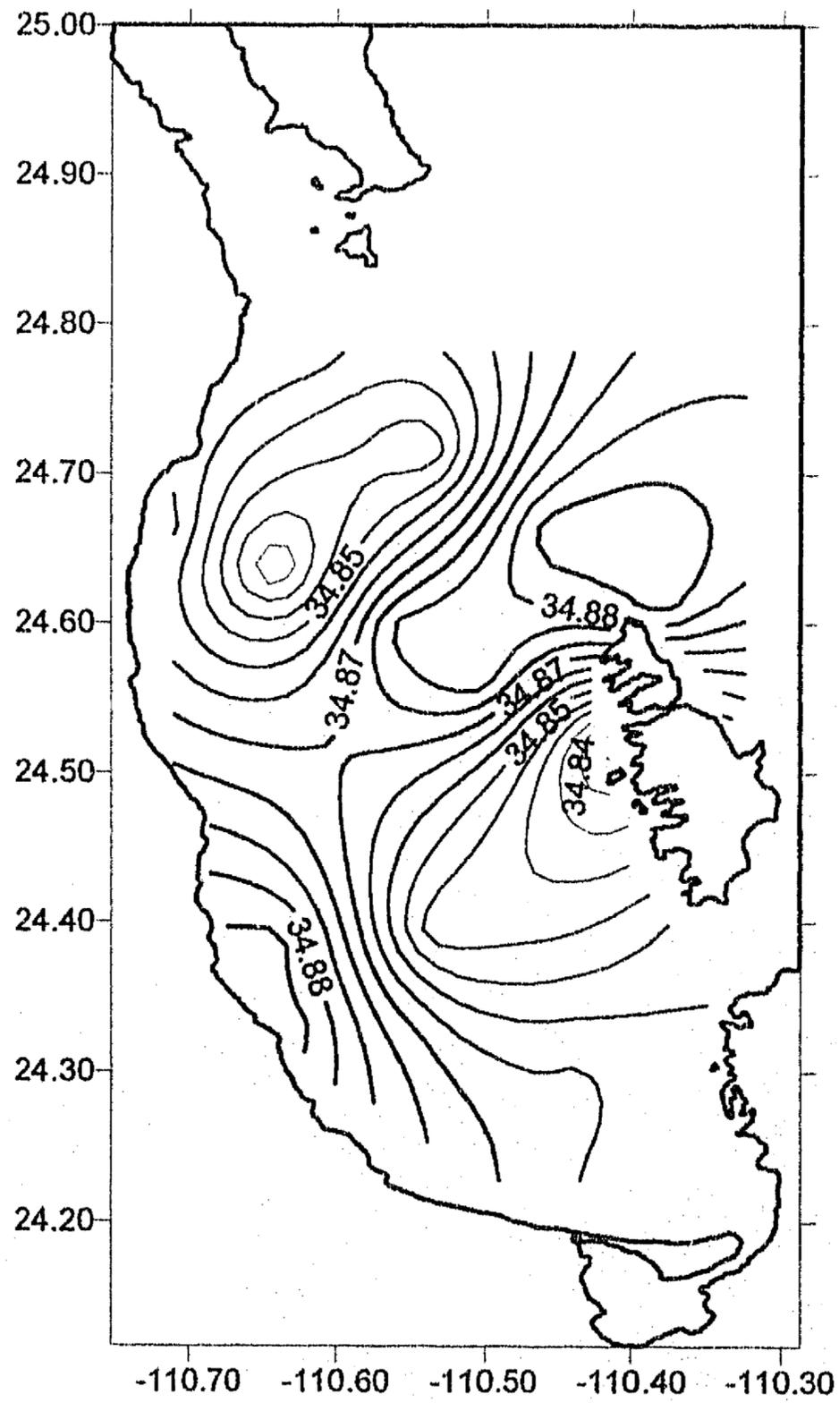


Fig. 5.25 Distribución horizontal de salinidad a 25m.

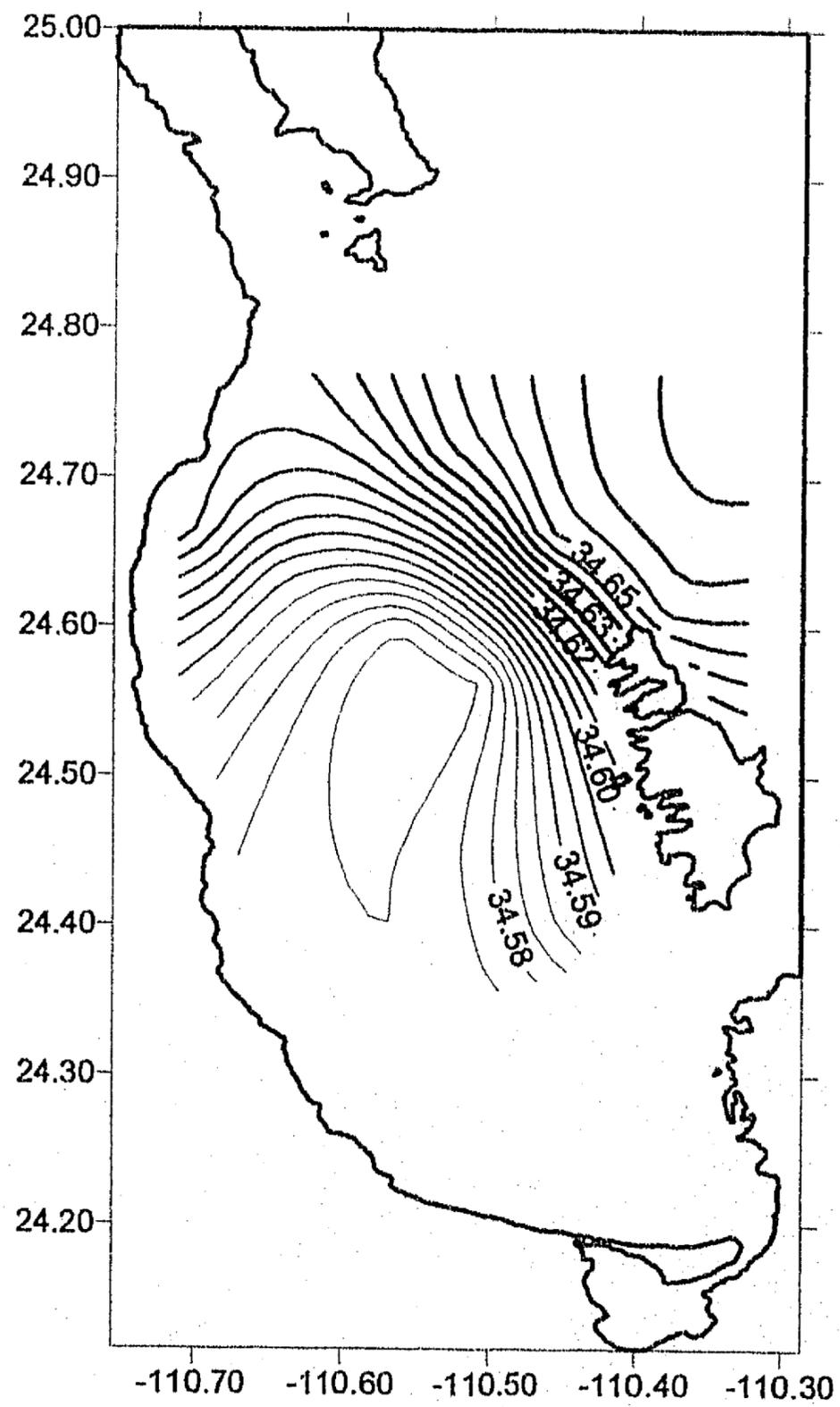


Fig. 5.26 Distribución horizontal de Salinidad a 100m.

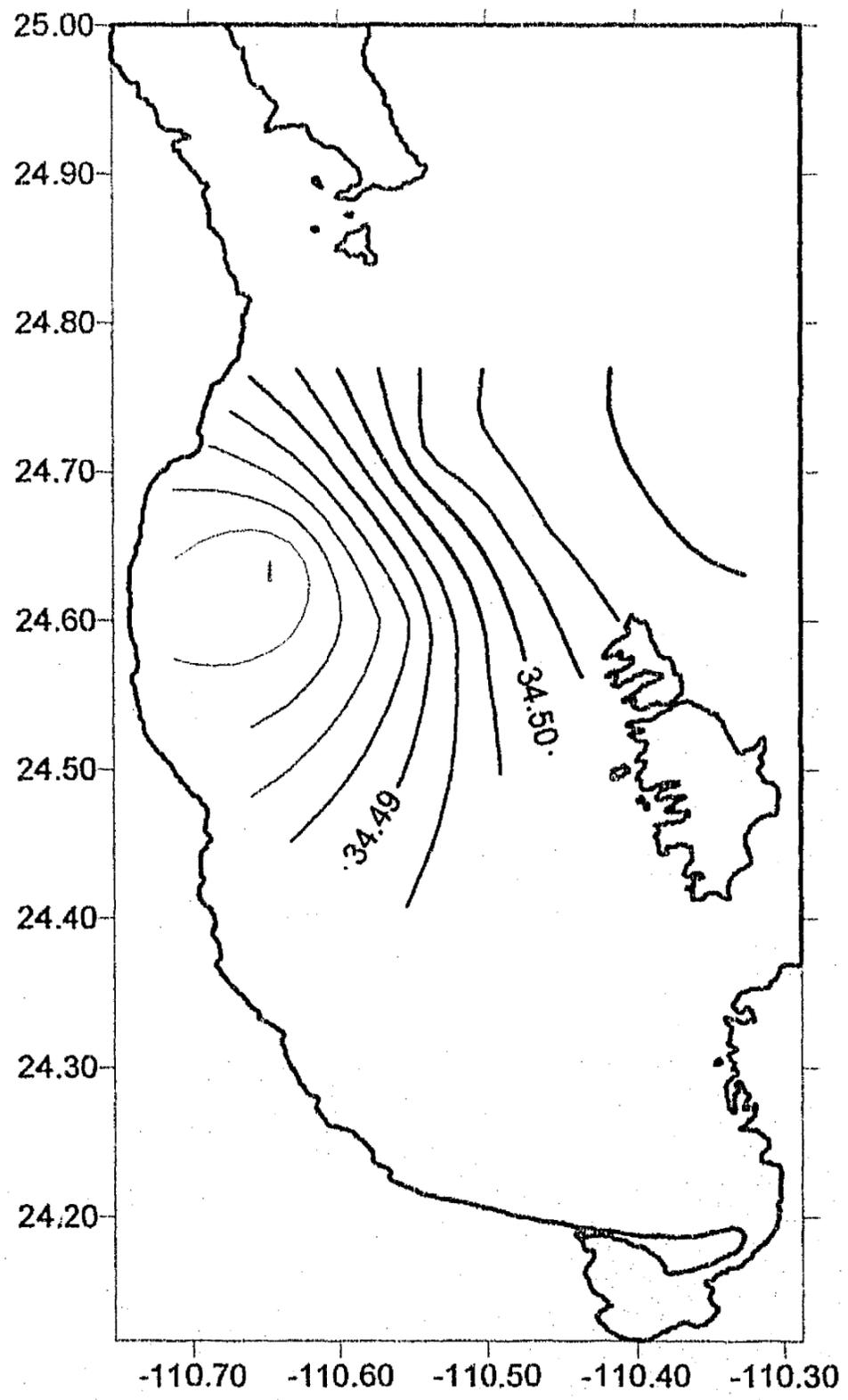


Fig. 5.27 Distribución horizontal de Salinidad a 200m.

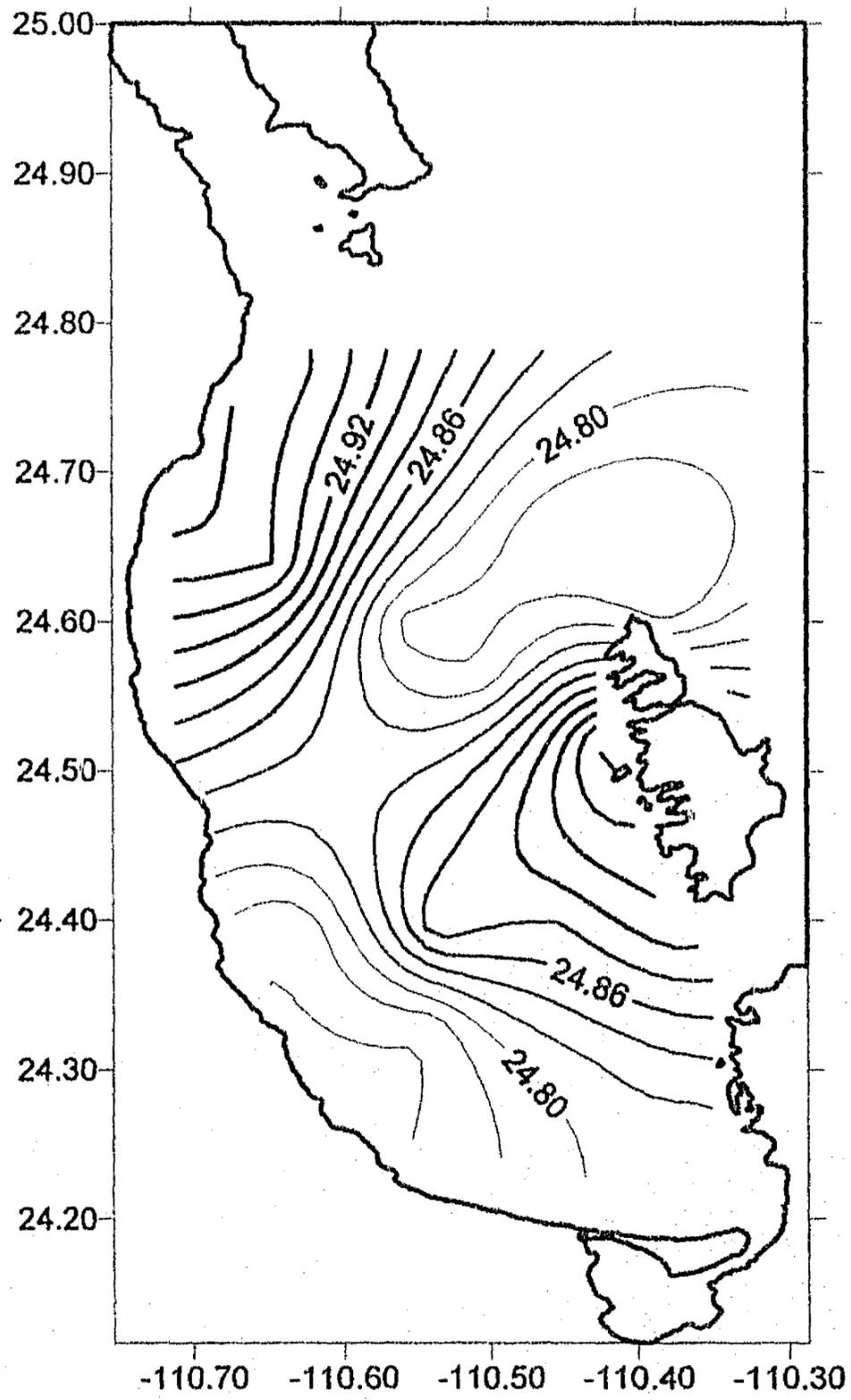


Fig. 5.28 Distribución horizontal de sigma-t a 25m.

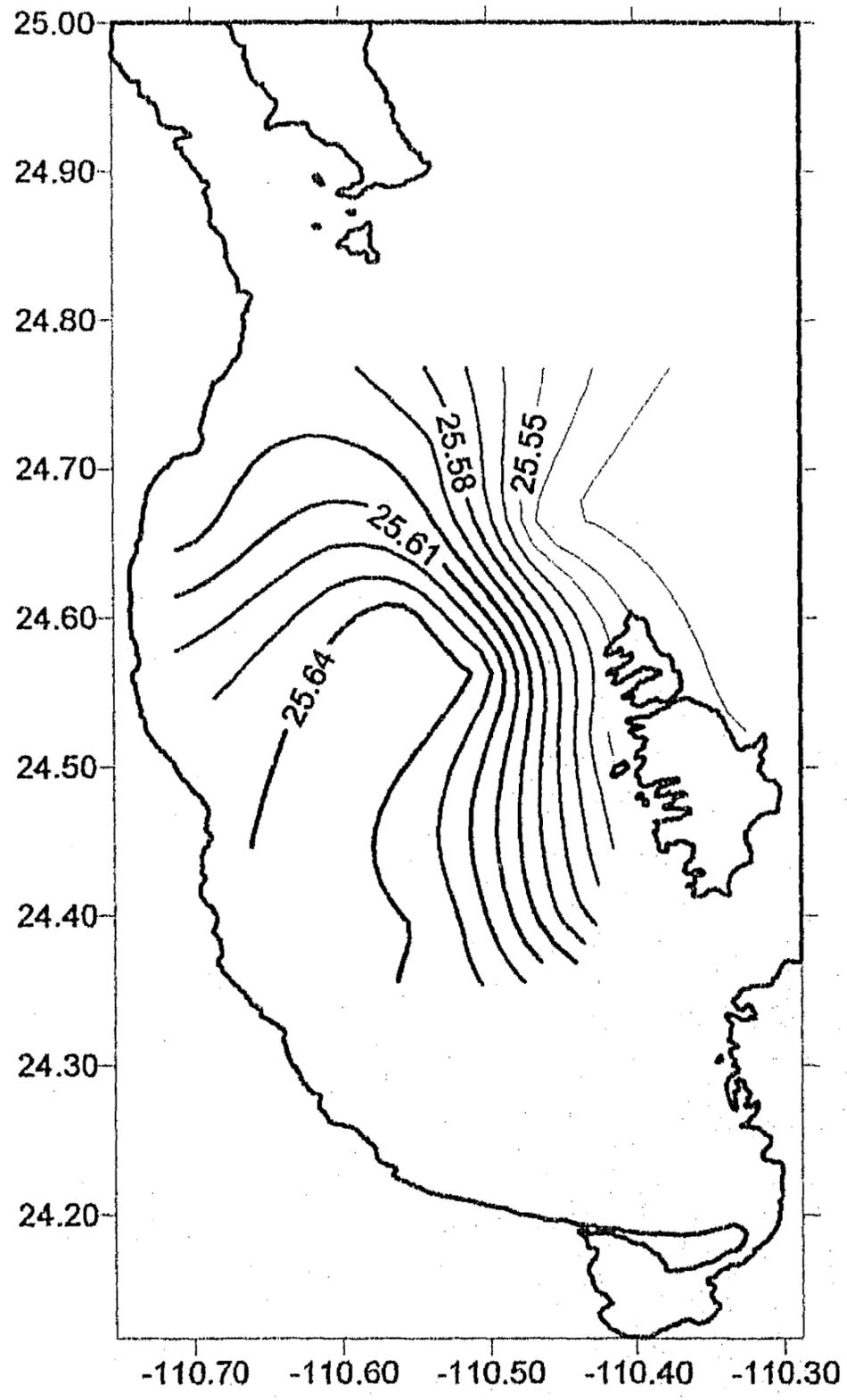


Fig. 5.29 Distribución horizontal de sigma-t a 100m.

en la parte norte de las islas, siendo estos de 25.55 kg m^{-3} , disminuyendo su diferencia a 0.09 kg m^{-3} . A 200 m de profundidad (Fig. 5.30), se presentan valores mayores de densidad relativa que en los casos anteriores, sin embargo, la distribución es muy homogénea ya que la diferencia entre el máximo y el mínimo es de solo 0.01 kg m^{-3} . Para esta profundidad los valores observados son de 26.05 kg m^{-3} y 26.06 kg m^{-3} .

5.6 Máximos gradientes verticales

Con el objeto de poder determinar el nivel de barotropicidad o baroclinicidad del sistema se calculó el máximo gradiente vertical de la temperatura ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$), de la salinidad (ups m^{-1}), y de la densidad (kg m^{-4}).

El máximo gradiente vertical de la temperatura (Fig. 5.31), presenta valores que van de $-0.10 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ hasta $-0.20 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$. En gran parte de la bahía se encuentran valores muy pequeños. Por su parte el máximo gradiente vertical de la salinidad (Fig. 5.32), presenta valores absolutos mayores que en el caso de la temperatura ya que este parámetro varía entre 0 y 1 ups m^{-1} . De la gráfica se puede ver que los máximos se concentran en la parte próxima a las islas y cerca de la frontera con el golfo, los valores positivos indican salinidades mayores en la superficie. El máximo gradiente vertical de densidad relativa (Fig. 5.33), muestra valores máximos cerca de las islas, con -0.12 kg m^{-4} y valores diferentes de cero en la parte central, en el resto se tienen valores muy pequeños.

5.7 Topografía de la termoclina, de la haloclina y de la picnoclina

La profundidad de la termoclina, de la haloclina y de la picnoclina nos permite identificar con relativa rapidez la profundidad de la capa de mezcla, así como las zonas de influencia del golfo en la bahía.

La topografía de la termoclina (Fig. 5.34) muestra una profundidad de 30 m en casi toda la parte central de la bahía. En las regiones sur cerca de la costa, ésta se

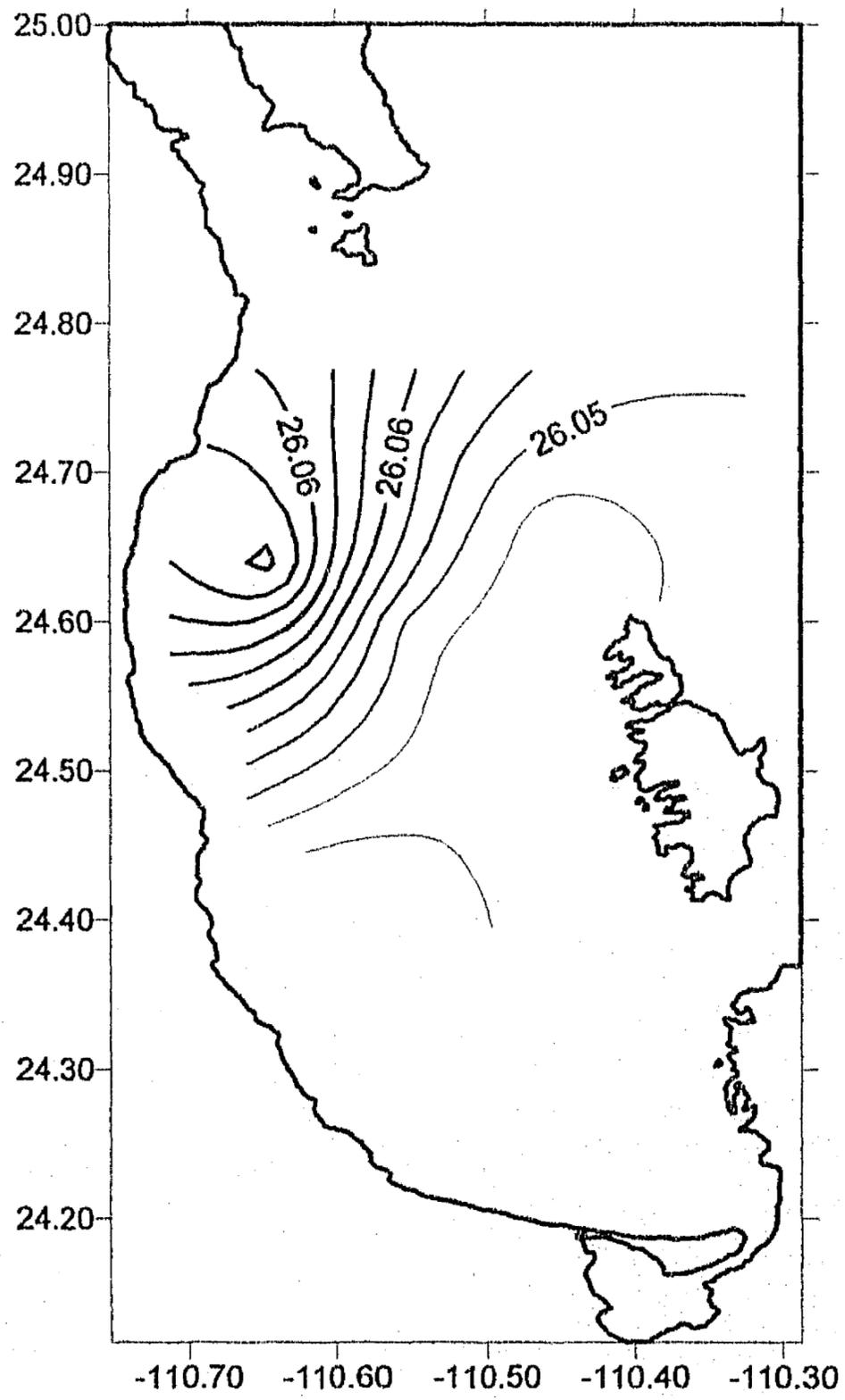


Fig. 5.30 Distribución horizontal de sigma-t a 200m

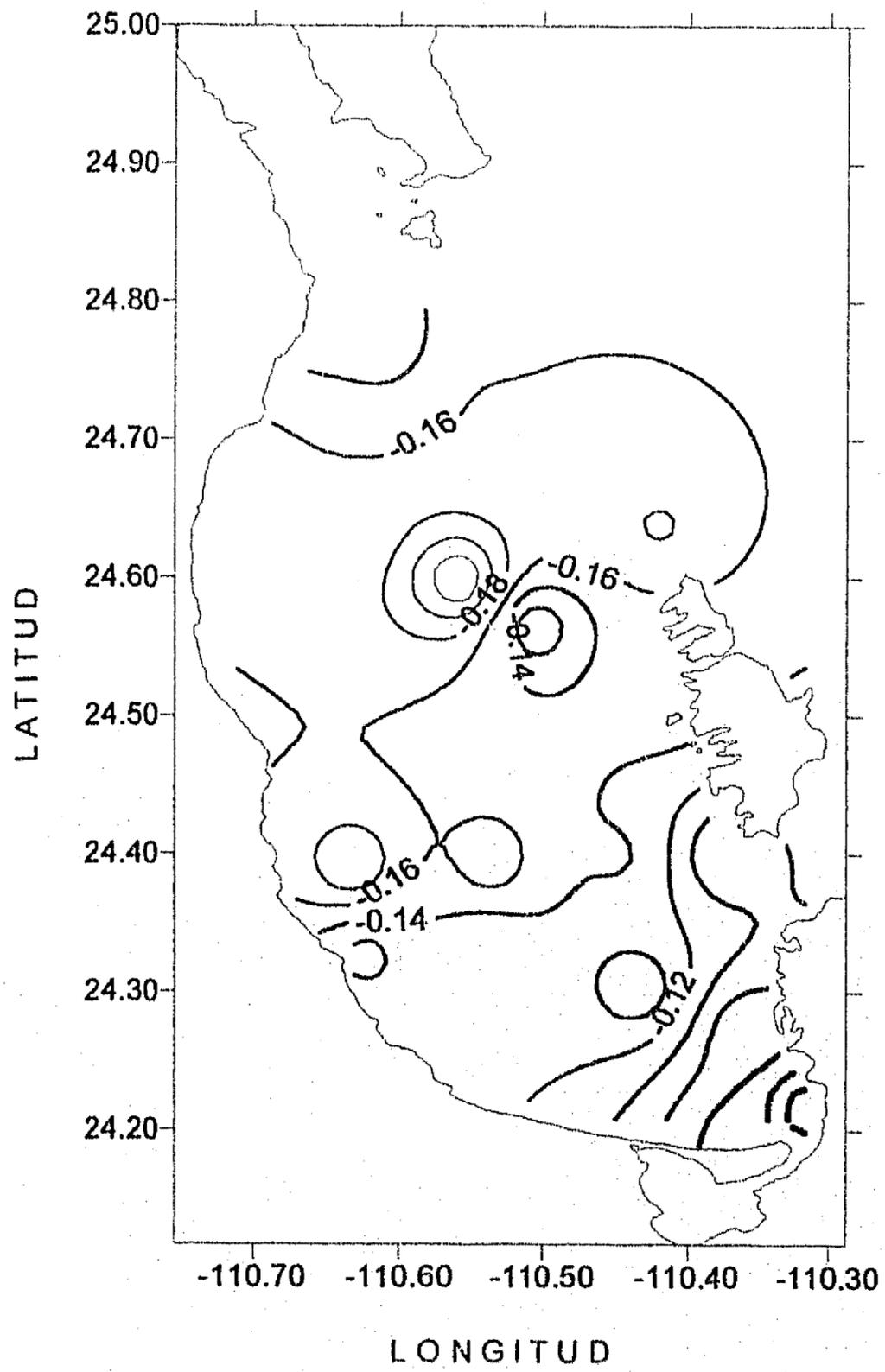


Fig. 5.31 Máximo gradiente vertical de temperatura (°C m⁻¹). Marzo 1994

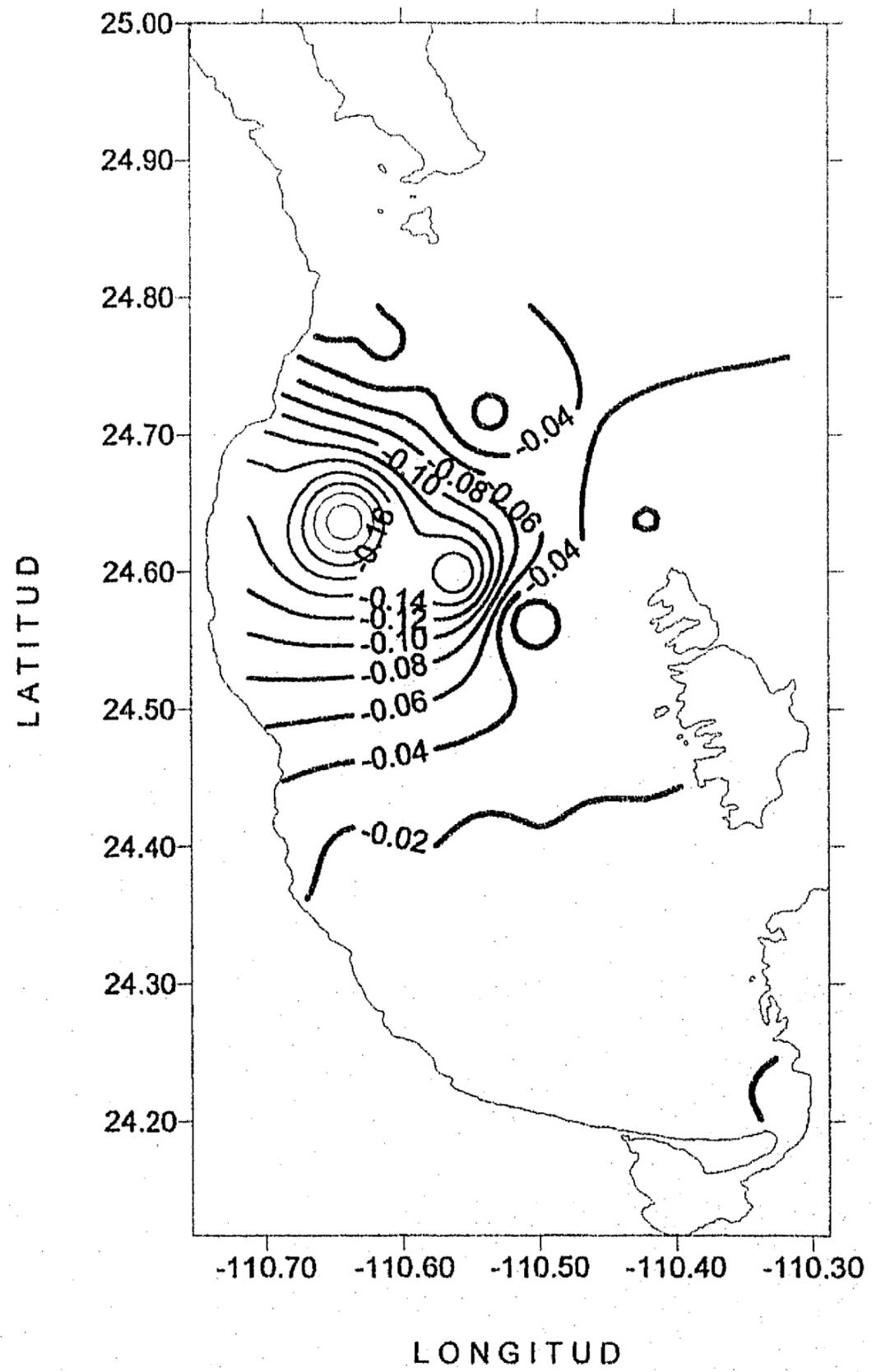


Fig. 5.32 Máximo gradiente vertical de salinidad (ups m-1). Marzo 1994

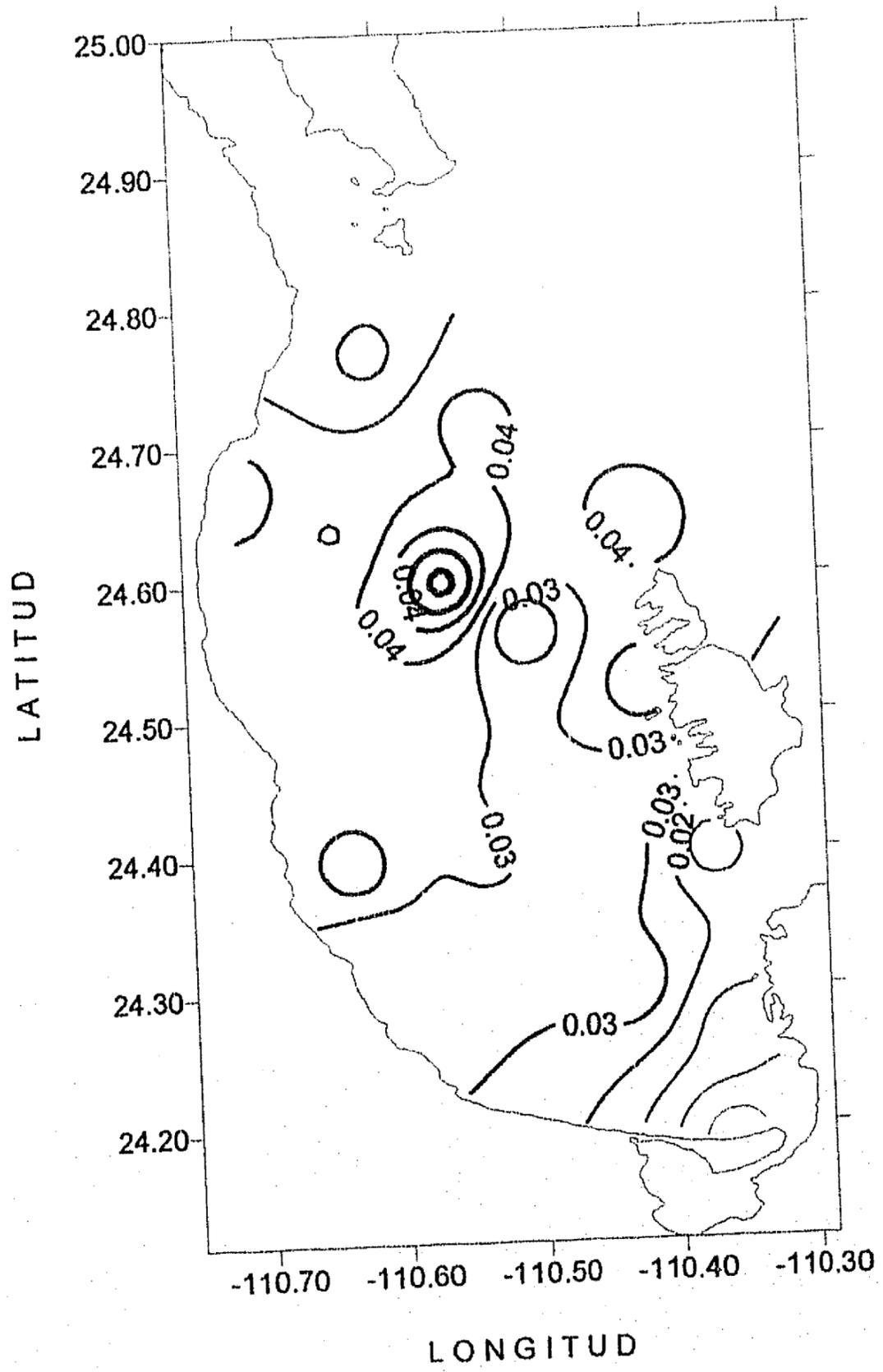


Fig. 5.33 Máximo gradiente vertical de densidad relativa (Kg m^{-4}). Marzo 1994

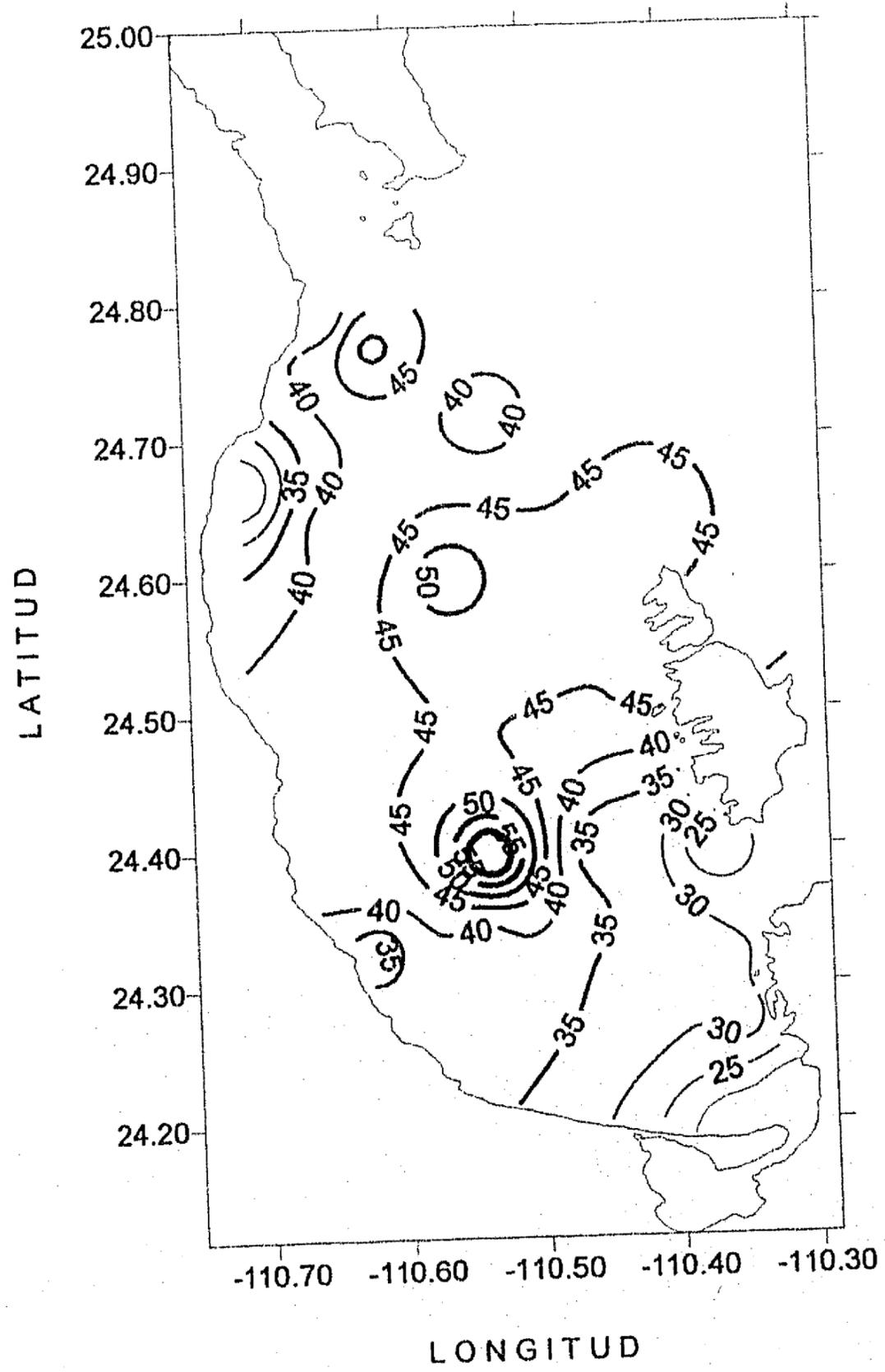


Fig. 5.34 Topografía de la Termoclina (m). Marzo 1994

hace más profunda llegando a alcanzar los 50 m, en la parte centro-oeste disminuye la profundidad hasta menos de 10 m.

La haloclina presenta profundidades mayores que la termoclina (Fig. 5.35), distinguiéndose un domo con profundidades que suben de los 50 m hasta cerca de los 20 m en la parte próxima a las islas, seguida de un hundimiento en el cual la haloclina toma profundidades mayores a los 50 m. En la parte sur se presenta un ascenso suave hasta llegar casi a la superficie. Por su parte la topografía de la piconclina (Fig. 5.36), muestra una zona angosta en el centro de la bahía con dos hundimientos uno en la parte de la frontera con el golfo y el otro en la parte sur, en cual alcanza los 60 m

5.8 Frecuencia de Brunt-Väisälä

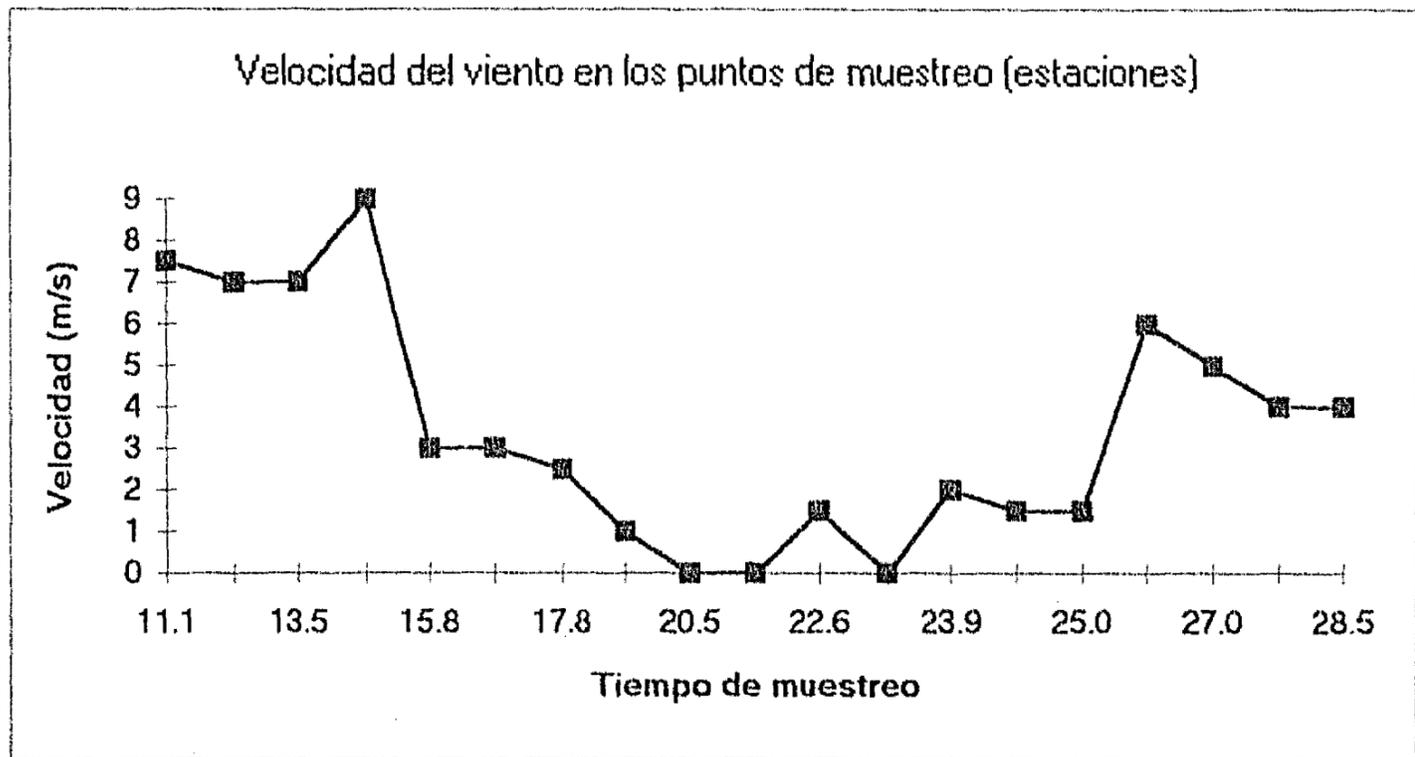
Los resultados de los cálculos de la frecuencia de Brunt-Väisälä reflejaron la homogeneidad de la bahía, motivo por el cual no se incluyen las figuras correspondientes.

5.9 Corrientes geostroficas

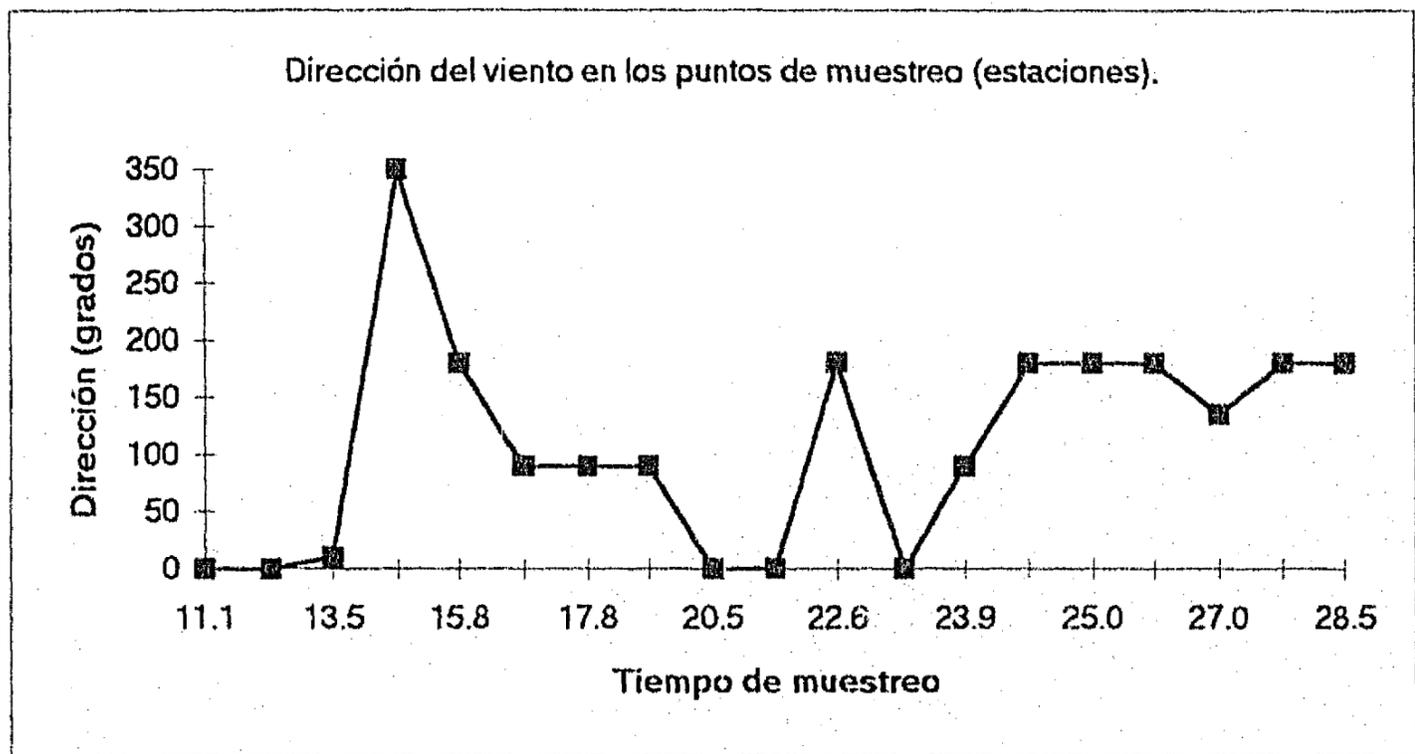
Las corrientes geostroficas calculadas fueron entre 10^{-7} m s⁻¹ y 10^{-5} m s⁻¹, esto refleja una vez más el alto grado de homogeneización de la bahía. Como los valores resultantes fueron demasiado pequeños, no se presentan las gráficas de los campos de velocidad.

5.10 Variables Meteorológicas

Dado que los resultados de las observaciones meteorológicas de tierra no fueron confiables, debido a fallas en el equipo, se presenta la información obtenida a bordo de la embarcación, complementada con la información meteorológica obtenida del Atlas del Servicio Meteorológico Nacional.



a) Evolución temporal de la velocidad del viento en la bahía.



b) Evolución temporal de la dirección del viento en la bahía

Fig. 5.35 Evolución del viento a bordo de la embarcación durante el crucero

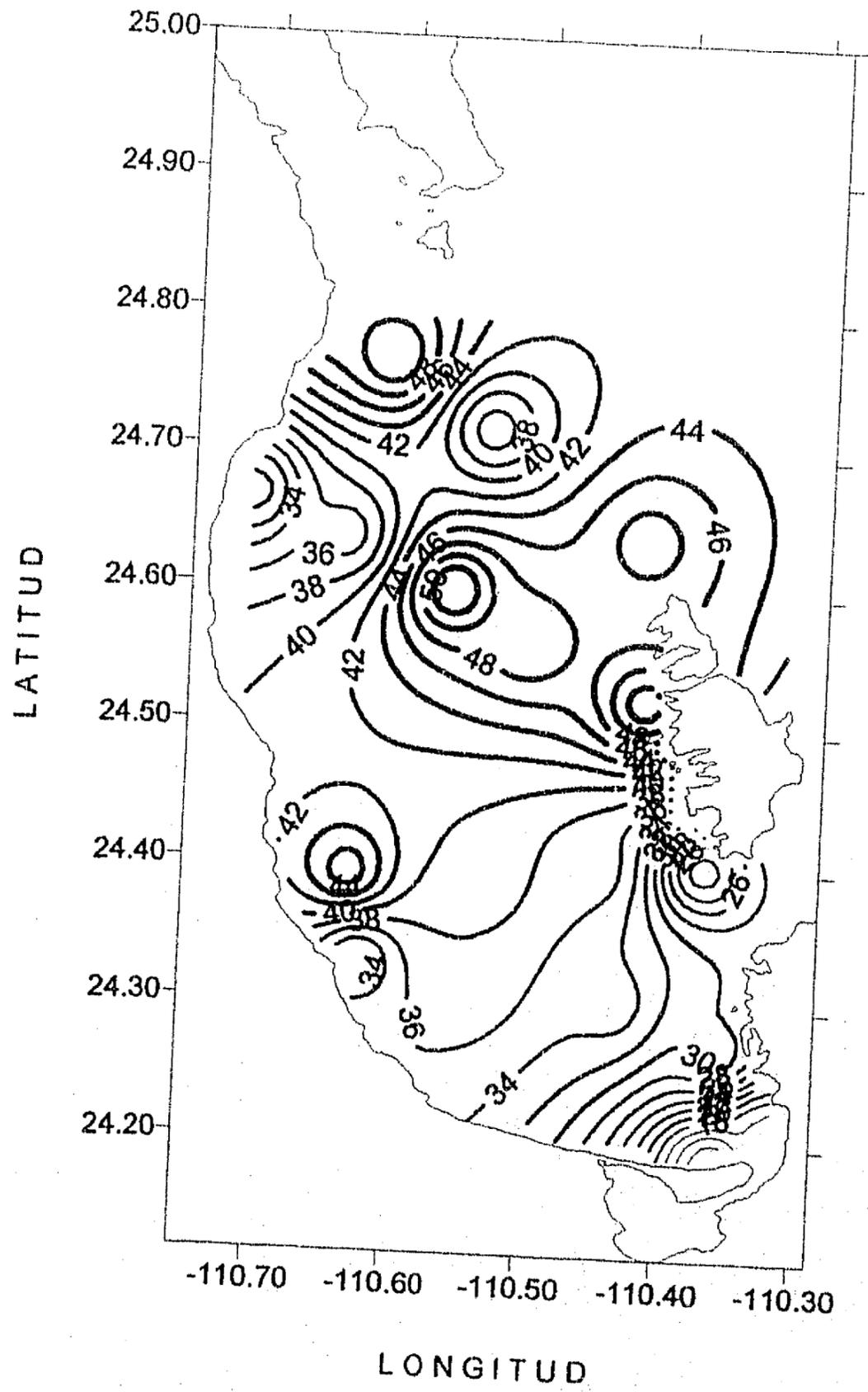


Fig. 5.36 Topografía de la haloclina (m). Marzo 1994

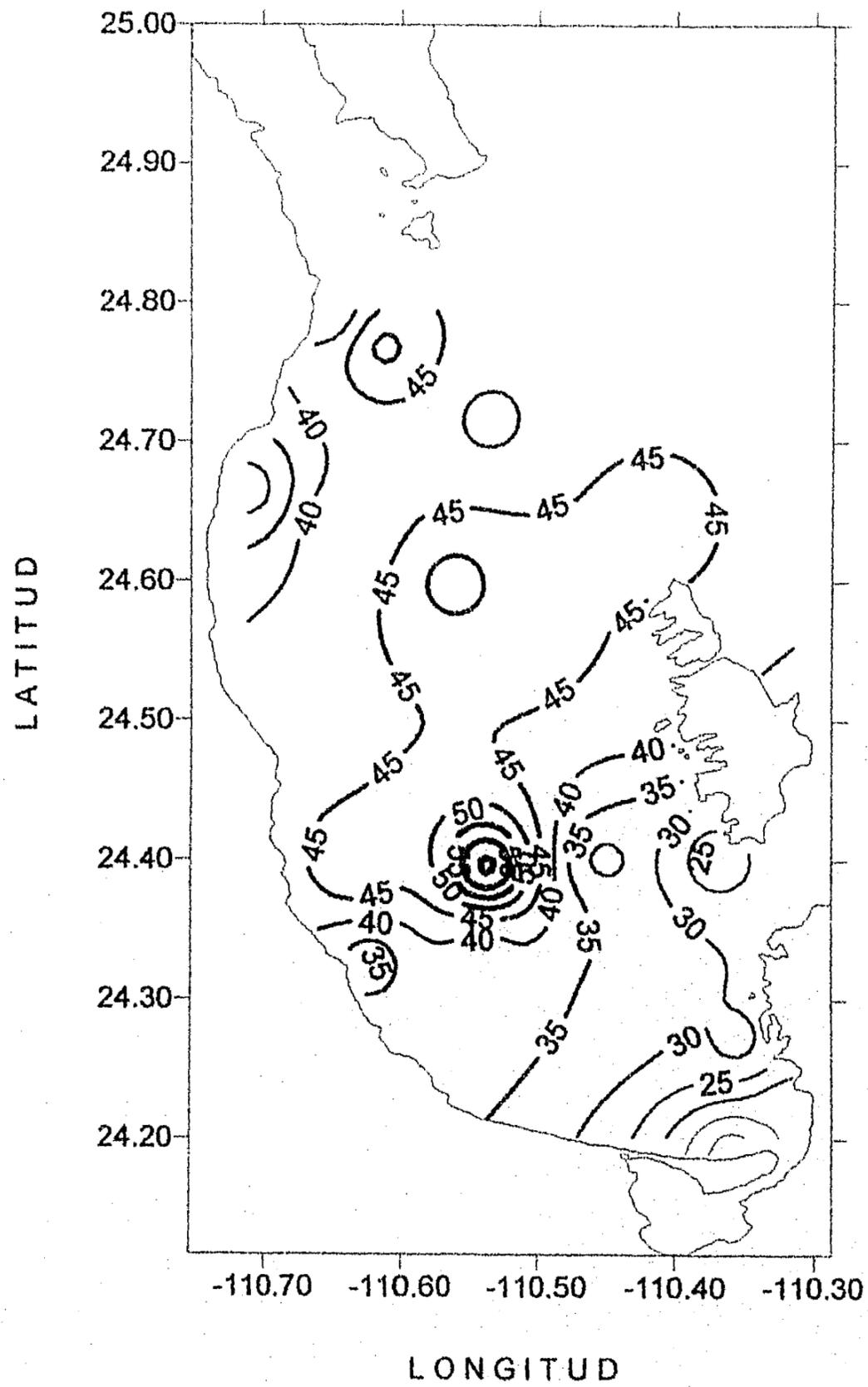


Fig. 5.37 Topografía de la piconclina (m). Marzo 1994

A continuación se presenta un resumen de la información del Atlas del Servicio Meteorológico Nacional.

Durante el invierno el viento medio es del noroeste, el cual muestra una gran persistencia, aunque su intensidad en pocas ocasiones rebasa los 10 m s^{-1} . Los vientos dominantes son del norte, coincidiendo con la presencia de masas de aire frío.

En los meses de abril y mayo suele haber calmas prolongadas. Durante el verano, los vientos del sureste dejan sentir su influencia y cambia radicalmente la temperatura.

5.11 Corrientes

En el Canal San Lorenzo se registraron corrientes que no cambian su dirección en forma oscilatoria, sino que mantienen su dirección durante las 24 horas del día, en algunas ocasiones hacia el Este y en otras hacia el Oeste, esto es debido a que al sobreponerse el efecto de la corriente impulsada por viento sobre la corriente de marea, el efecto de viento resultó dominante, y no permitió cambiar el sentido de la corriente en forma oscilatoria, producto de la marea. No obstante, de los resultados se observa la curva de variación de la corriente debida a la marea sumada a una variación de mas larga duración.

El correntómetro colocado en la estación conocida como El Pulguero, registró intensidades de 3 a 6 m s^{-1} . La figura (5.37) muestra las variaciones de la intensidad de la corriente, de la temperatura, de la salinidad y de la densidad relativa; en cada una de las gráficas se dibujó también la evolución de la marea para poder comparar rápidamente los resultados. En todas las gráficas se ve que no hay una correlación muy marcada de la variación de los parámetros antes mencionados con la marea. En el caso de la temperatura (Fig. 5.37b), ésta muestra variaciones diurnas, moduladas por la intensidad de la corriente, las cuales a su vez son controladas por el régimen de brisas. La densidad muestra un comportamiento similar a la salinidad.

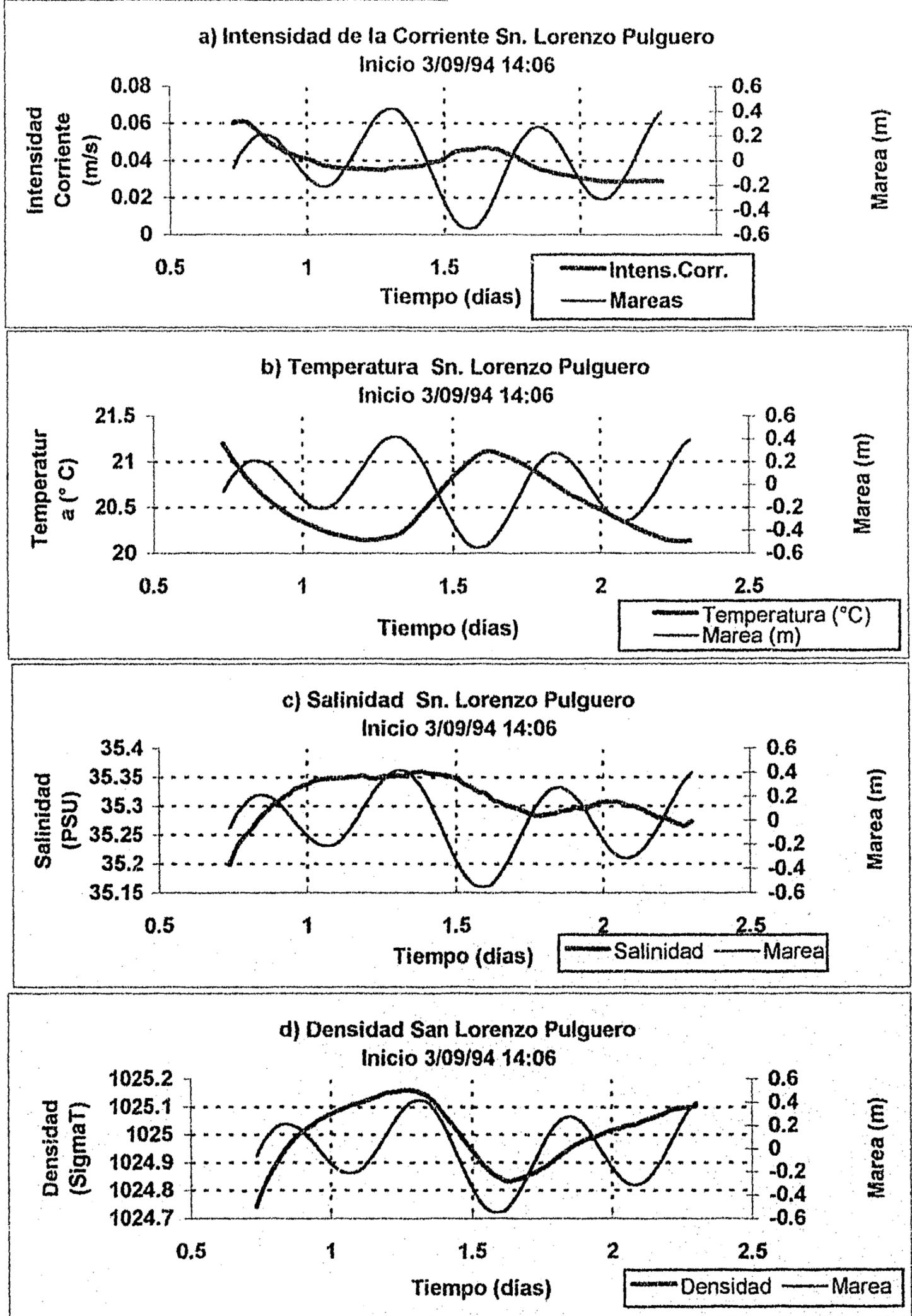


Fig. 5.38 a) Corriente, b) Temperatura, c) Salinidad, d) Densidad en Canal San Lorenzo (El Pulguero), marzo 1994 .

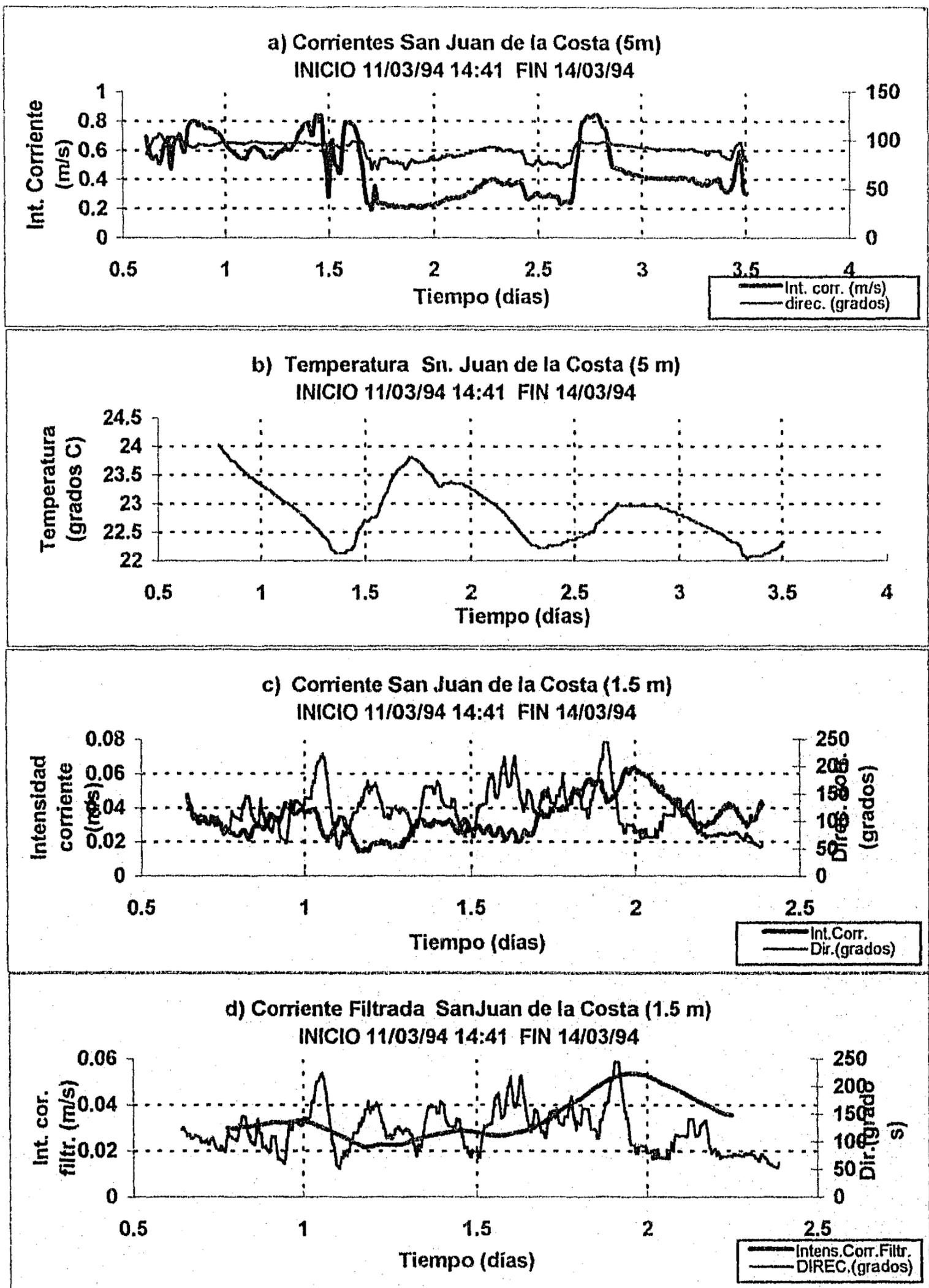


Fig. 5.39 a) Corrientes 5m, b) Temperatura 5m, c) Corrientes 1.5m, d) Corriente filtrada 1.5m en San Juan de la Costa, marzo 1994.

El tercer correntómetro, colocado frente a San Juan de la Costa, a 5 m de profundidad, muestra una relación directa entre la intensidad y la dirección de la corriente (Fig. 5.38a). Las corrientes, con algunas variaciones, fueron prácticamente paralelas a la costa, la intensidad varió de 0.20 a 0.80 m s⁻¹, este instrumento se encontraba muy próximo al fondo. La temperatura muestra oscilaciones diurnas (Fig. 5.38b), pero no directamente asociadas con la marea. El cuarto correntómetro colocado en el mismo lugar pero a 1.5 m de profundidad presenta una relación menos directa entre la intensidad y la dirección de la corriente (Fig. 5.38c), pero una magnitud de la corriente mucho mayor.

5.12 Espectros de las series temporales de variación del nivel del agua, velocidad, temperatura y salinidad

Los correntómetros usados tienen la capacidad de medir las variaciones del nivel del mar, la temperatura, y calcular la salinidad y la densidad. Con las series resultantes de las observaciones se calcularon sus espectros con la finalidad de ver si los picos espectrales de la marea o de las corrientes coincidían con los correspondientes picos obtenidos en los espectros de las series de temperatura, salinidad o densidad relativa. Los resultados muestran que no hay una modulación dominante de las oscilaciones de temperatura, salinidad, densidad o las corrientes por la marea. El espectro de la marea del equipo colocado en la estación El Pulgero, presenta el pico correspondiente a la M₂ en la banda número 6 (Fig. 5.39c), en el resto de los espectros se observa una influencia pequeña, y picos de mayor densidad de energía en las bandas 2 y 4 que corresponden a períodos mayores, probablemente efecto del viento. La banda 1 corresponde a los residuales. En el caso de la estación San Juan de la Costa el resultado es similar (Fig. 5.40).

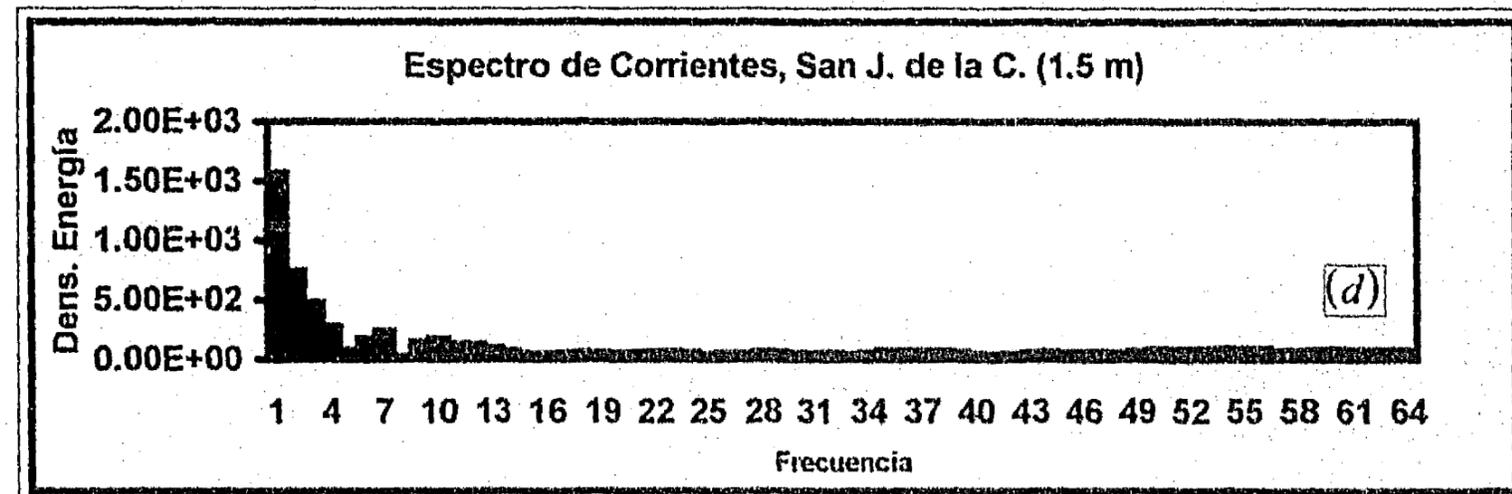
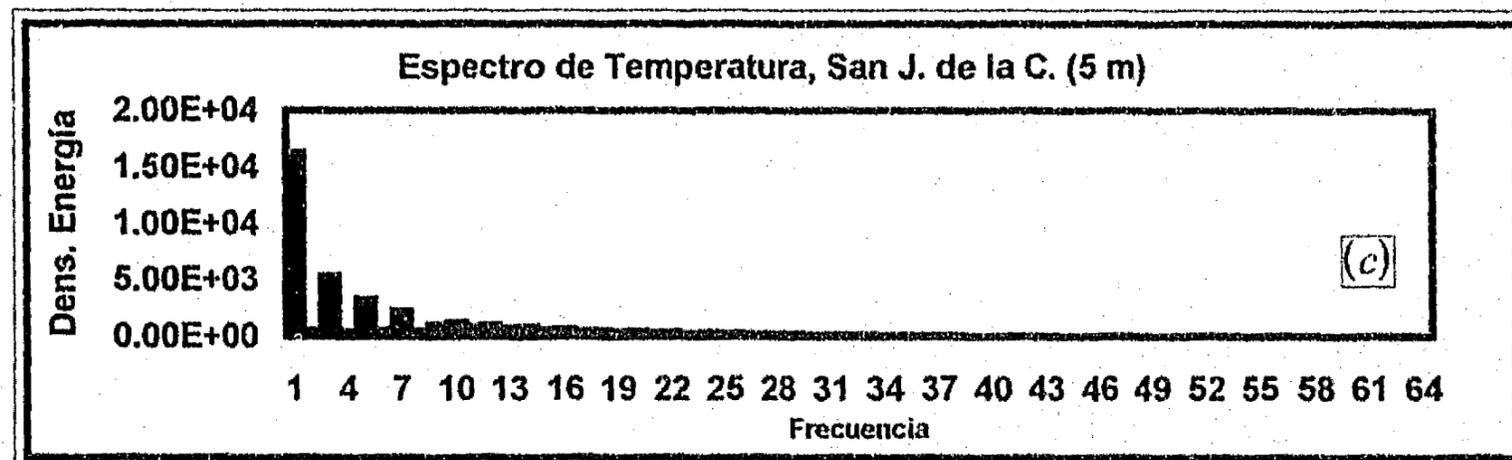
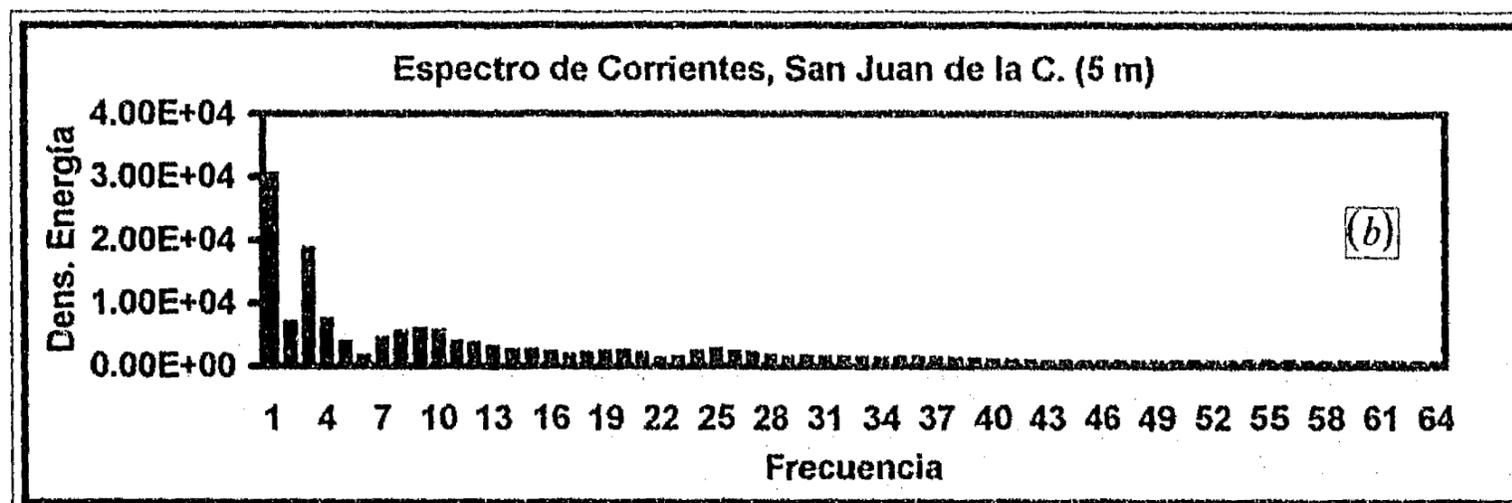
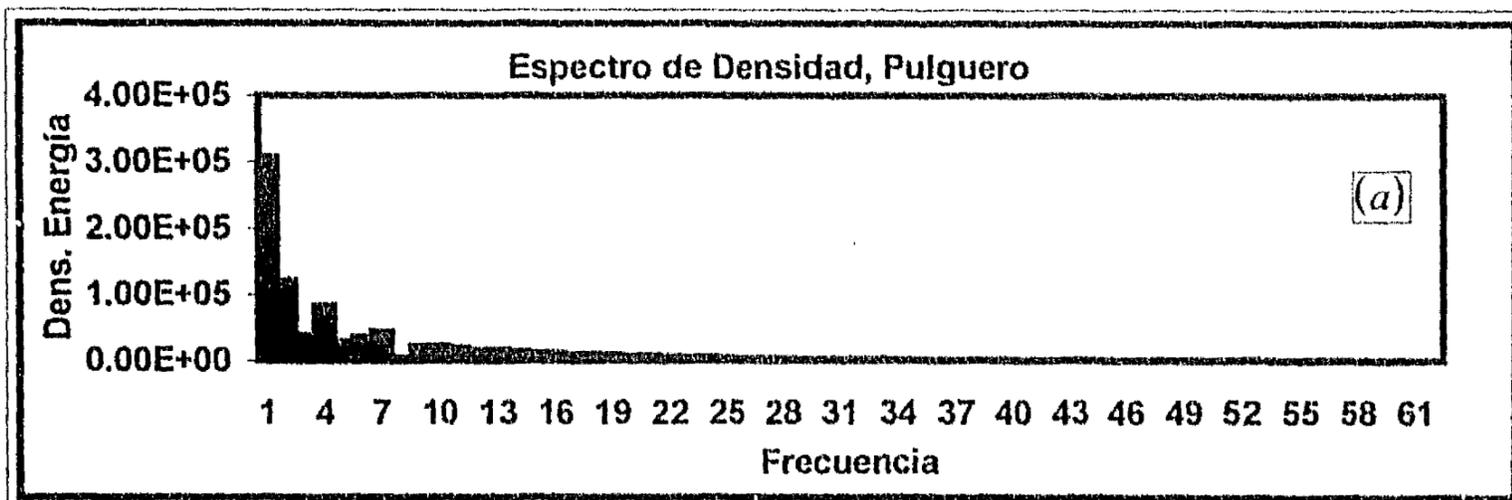


Fig. 5.41 Espectros de: a) Densidad en Pulguero; en San Juan de la Costa: b) Corrientes (5m), c) Temperatura (5m), d) Corrientes (1.5 m)

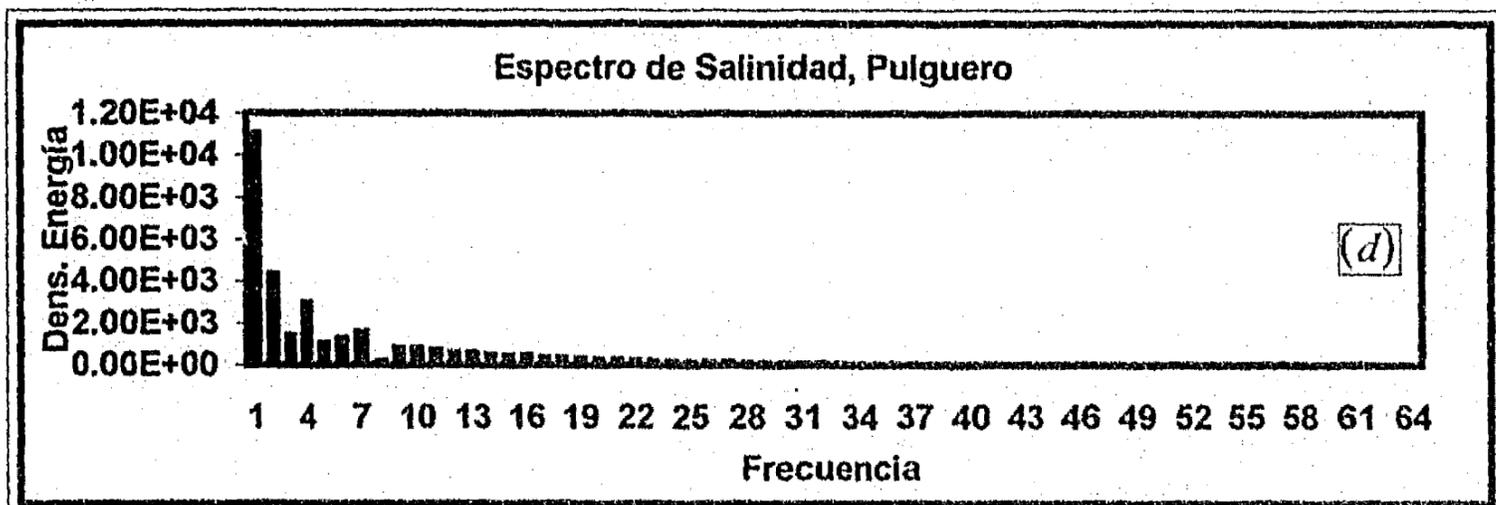
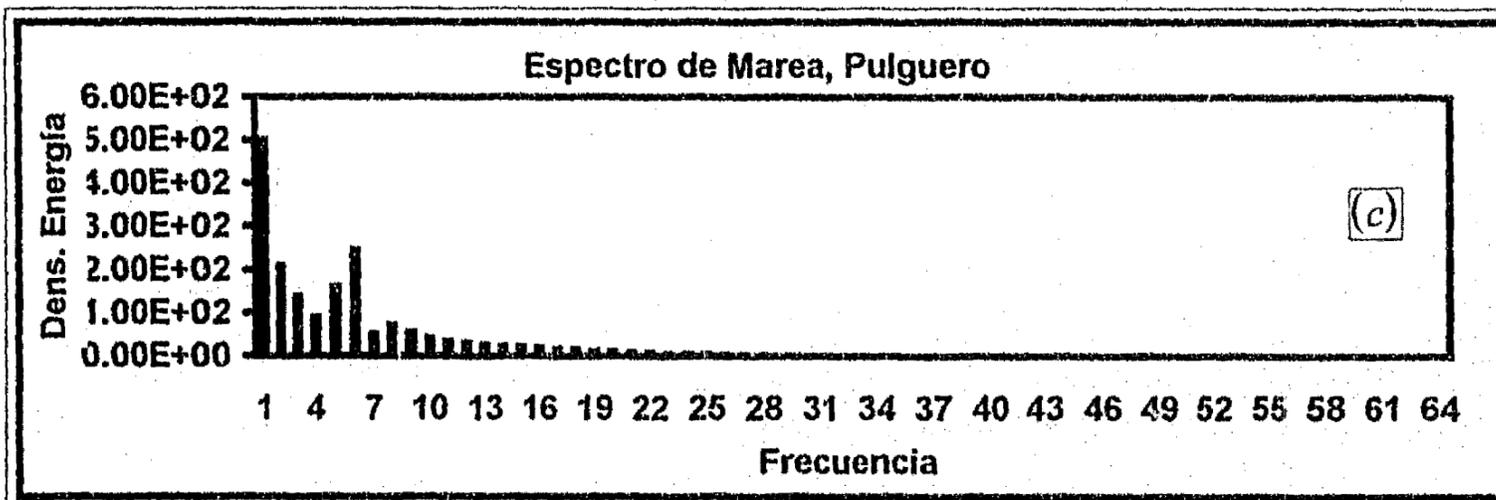
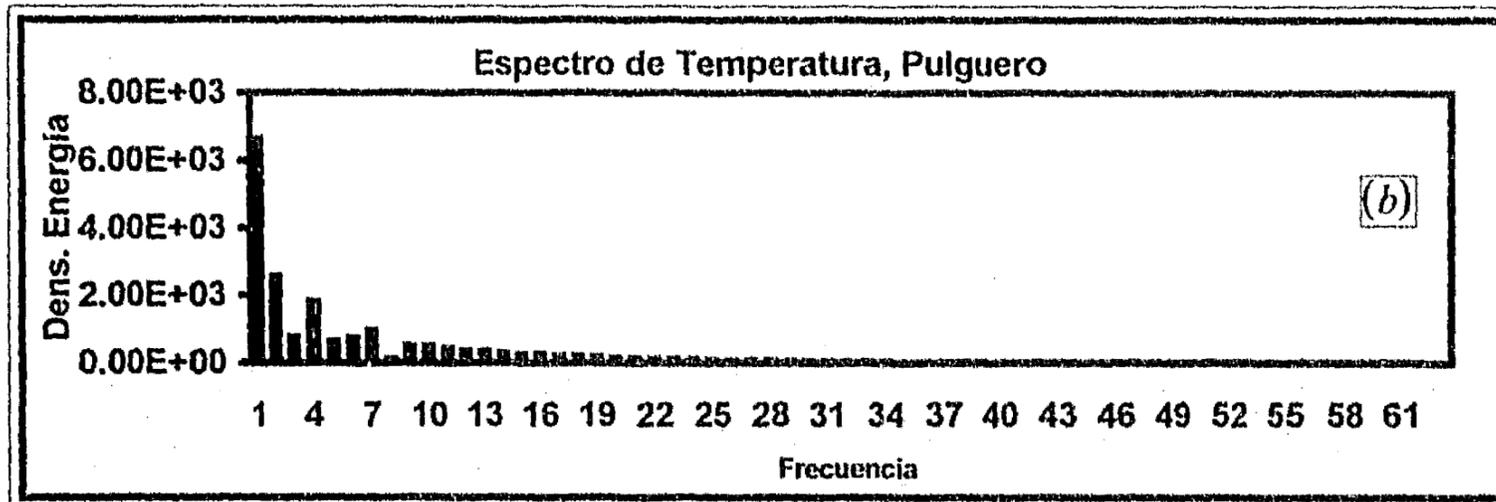
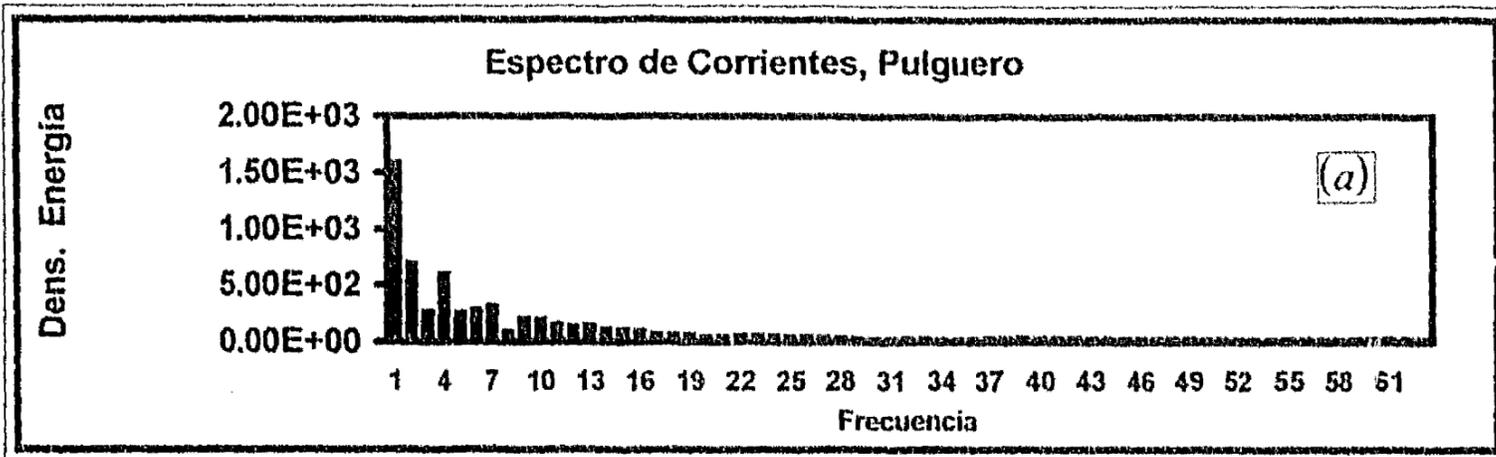


Fig. 5.40 Espectros de: a) Corrientes, b) Temperatura, c) Marea, d) Salinidad en el Canal San Lorenzo, (Pulguero).

CAPITULO VI

IMÁGENES DE SATÉLITE

6.1 Introducción

Las imágenes que se presentan en este trabajo abarcan una superficie mucho mayor que la correspondiente a la Bahía de La Paz. Aprovechando esto el análisis de las estructuras térmicas (color) y de sus significados no se restringe a la bahía, ya que es interesante ver el área adyacente en un contexto global para entender mejor los procesos que tienen lugar en el interior de la bahía.

Para cada imagen se presenta la escala de temperatura en la parte derecha superior, y a continuación una ampliación de la región de la Bahía de La Paz. Para su interpretación la escala de color correspondiente es la misma que la de la figura global. Hay que notar que la escala de color-temperatura puede variar de una imagen a otra.

6.2 Imágenes térmicas de 1994

Se consiguieron imágenes del 15, 16, 17, 25, 26 y 27 de julio de 1994. La imagen del 15 de julio muestra un rango de temperatura que va de 23 °C hasta 32 °C con un intervalo de 1 °C. Se puede observar de la figura (6.1), aguas más frías del lado oeste del golfo, entre 27 y 28 °C, pegadas a la península de Baja California y aguas calientes del lado de Sinaloa con temperaturas que van de 30 a 32 °C. Al interior de la bahía (Fig. 6.2), se ven aguas de baja temperatura en la parte sur entre 27 y 28 °C, las diferencias de temperatura mostradas por la imagen, para la bahía son de solo 1 °C.

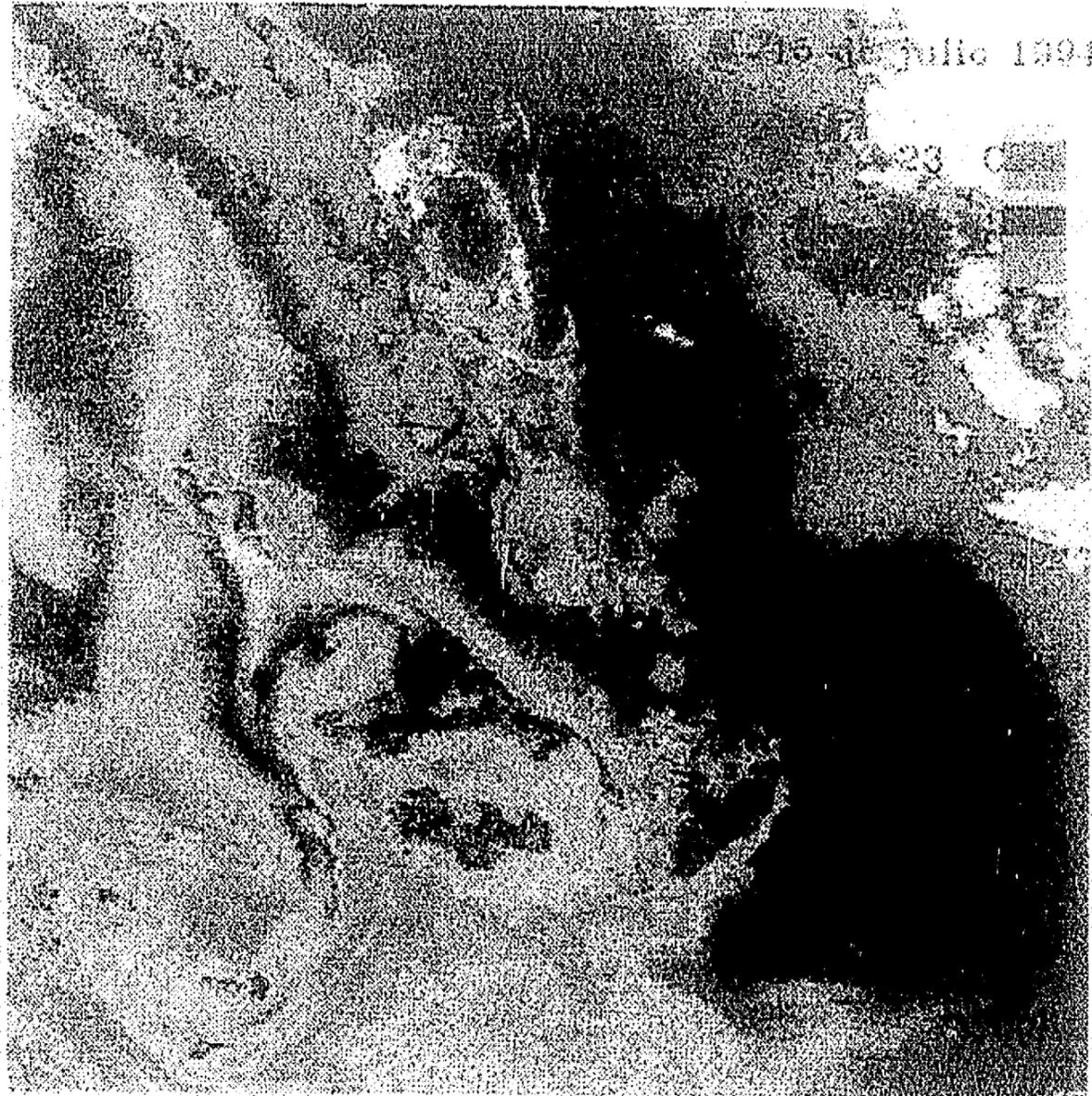


Fig. 6.1 Imagen de Temperatura Superficial 15 julio 1994



Fig. 6.2 Amplificación de la imagen del 15 julio 1994,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

En las imágenes del 16 y 17 de julio la costa oeste muestra un enfriamiento generalizado con temperaturas entre 25 y 26 °C (Figs. 6.3 y 6.5), esto puede ser el resultado de un proceso de surgencia. La bahía presenta temperaturas muy bajas con respecto al resto de la región, entre 24 y 25 °C (Figs. 6.4 y 6.6) observándose que las aguas más frías se encuentran en la parte sureste, cerca de Canal San Lorenzo.

El 17 de julio (Fig. 6.5) se observa entre la Bahía de La Paz y Mazatlán que se empieza a formar una inestabilidad que parece indicar el inicio de un giro. Las aguas costeras de Sinaloa alcanzan los 32°C.

El 25 de julio la entrada del golfo y su parte sur comienzan a regresar a su temperatura cálida inicial, mostrando un proceso de relajamiento del afloramiento de la parte oeste (Fig. 6.7). Se puede ver que la bahía mantiene aguas frías en su interior, con temperaturas de 26 °C, (Fig. 6.8), también se observan algunos puntos de color rojo (temperaturas mayores) muy cerca de la costa, esto es debido, probablemente, a contaminación por la resolución del sensor y no a un efecto de calentamiento costero. Para el 26 de julio se observa una homogeneización de la temperatura superficial con valores entre 25 y 26 °C (Fig. 6.9), siendo, otra vez la bahía la región más fría con una temperatura de 25 °C (Fig. 6.10). El 27 de julio se presenta un ligero calentamiento en la parte este del golfo (Fig. 6.11), con un corrimiento de la zona fría del oeste hacia el sur. Las temperaturas en el interior de la bahía muestran un ligero aumento en su parte central, con una forma de hongo que va de la parte oeste de la bahía hacia las islas (Fig. 6.12).

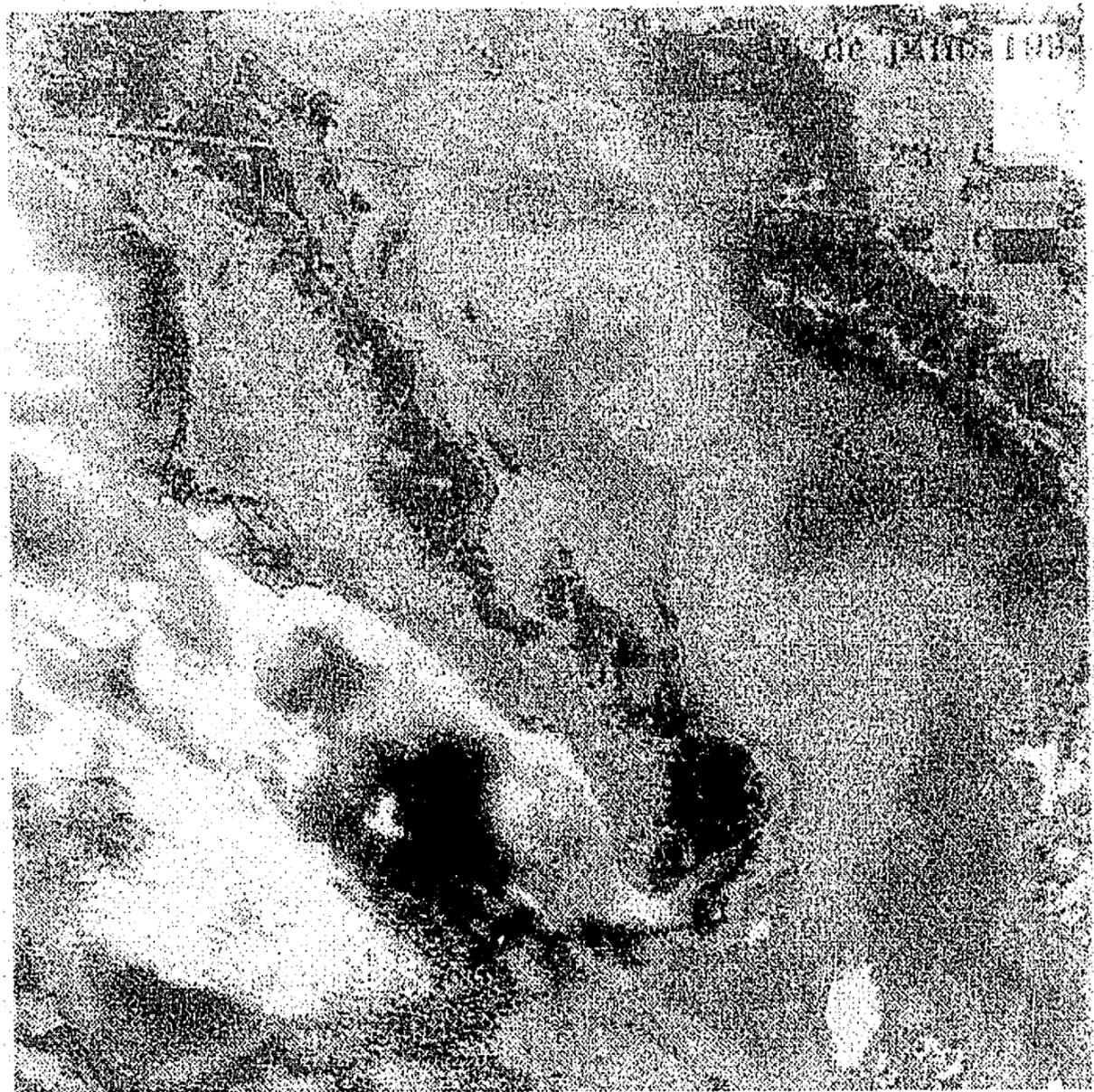


Fig. 6.3 Imagen de Temperatura Superficial 16 julio 1994.

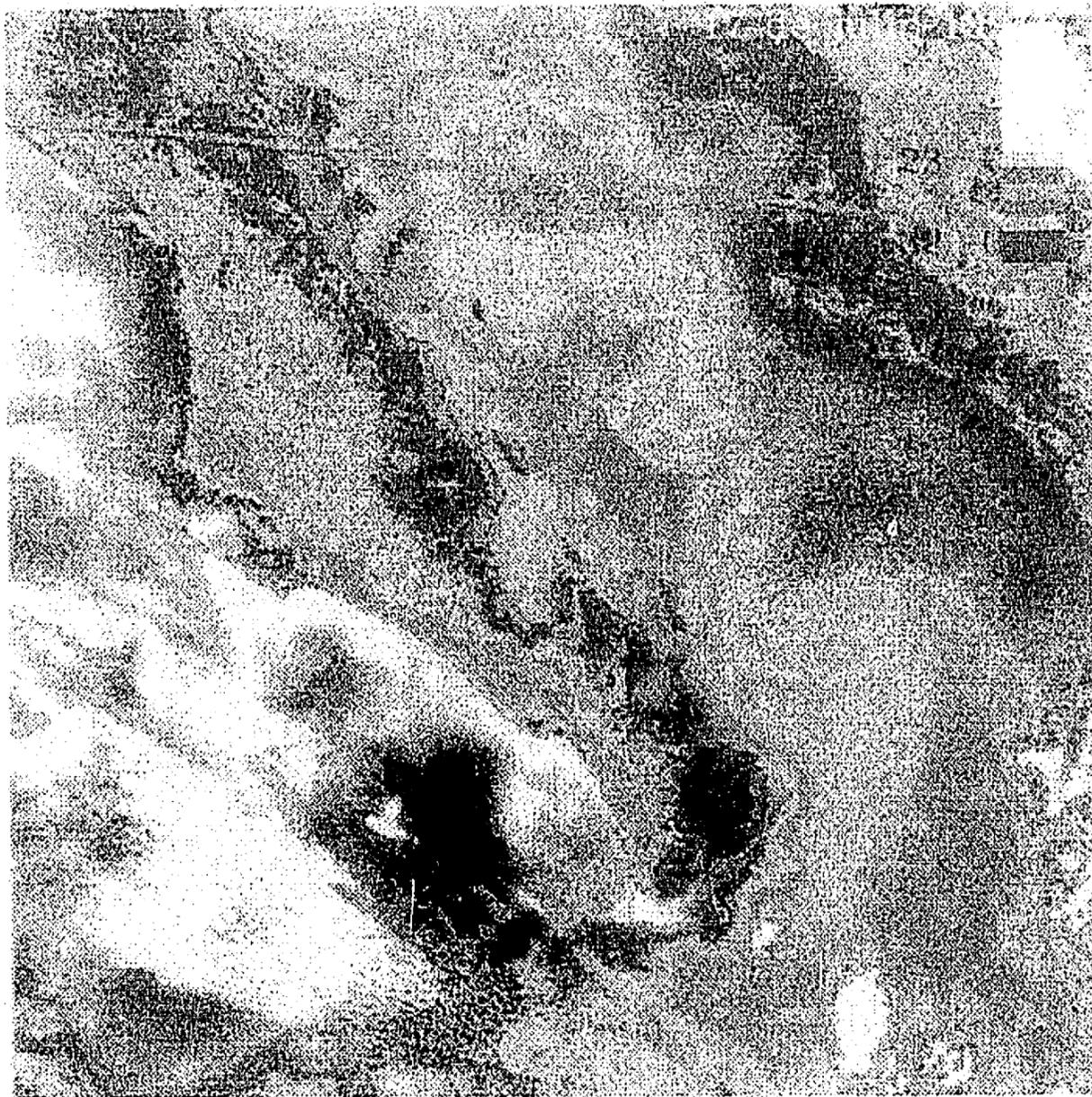


Fig. 6.5 Imagen de Temperatura Superficial 17 julio 1994,

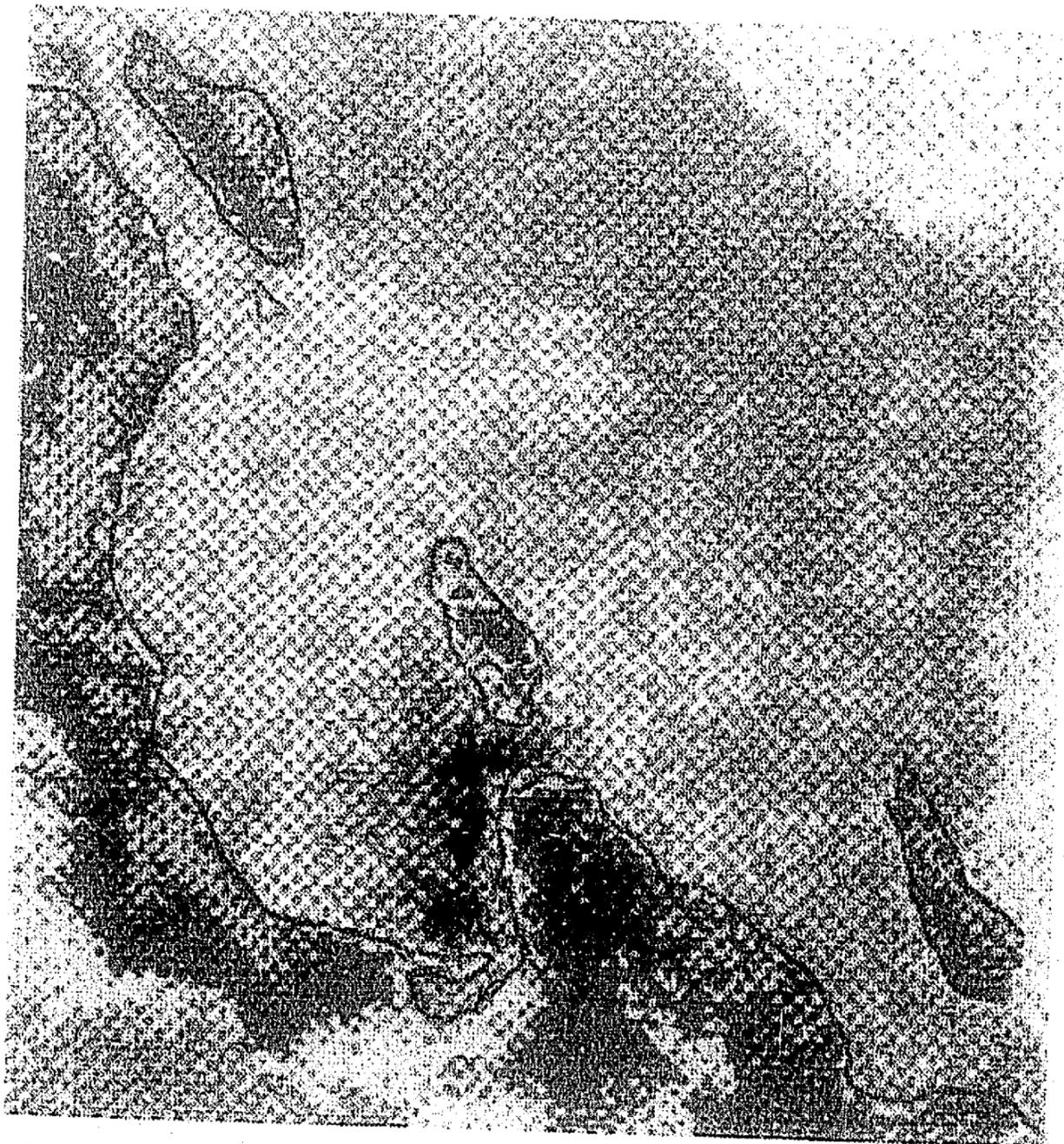


Fig. 6.6 Amplificación de la imagen del 17 julio 1994,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

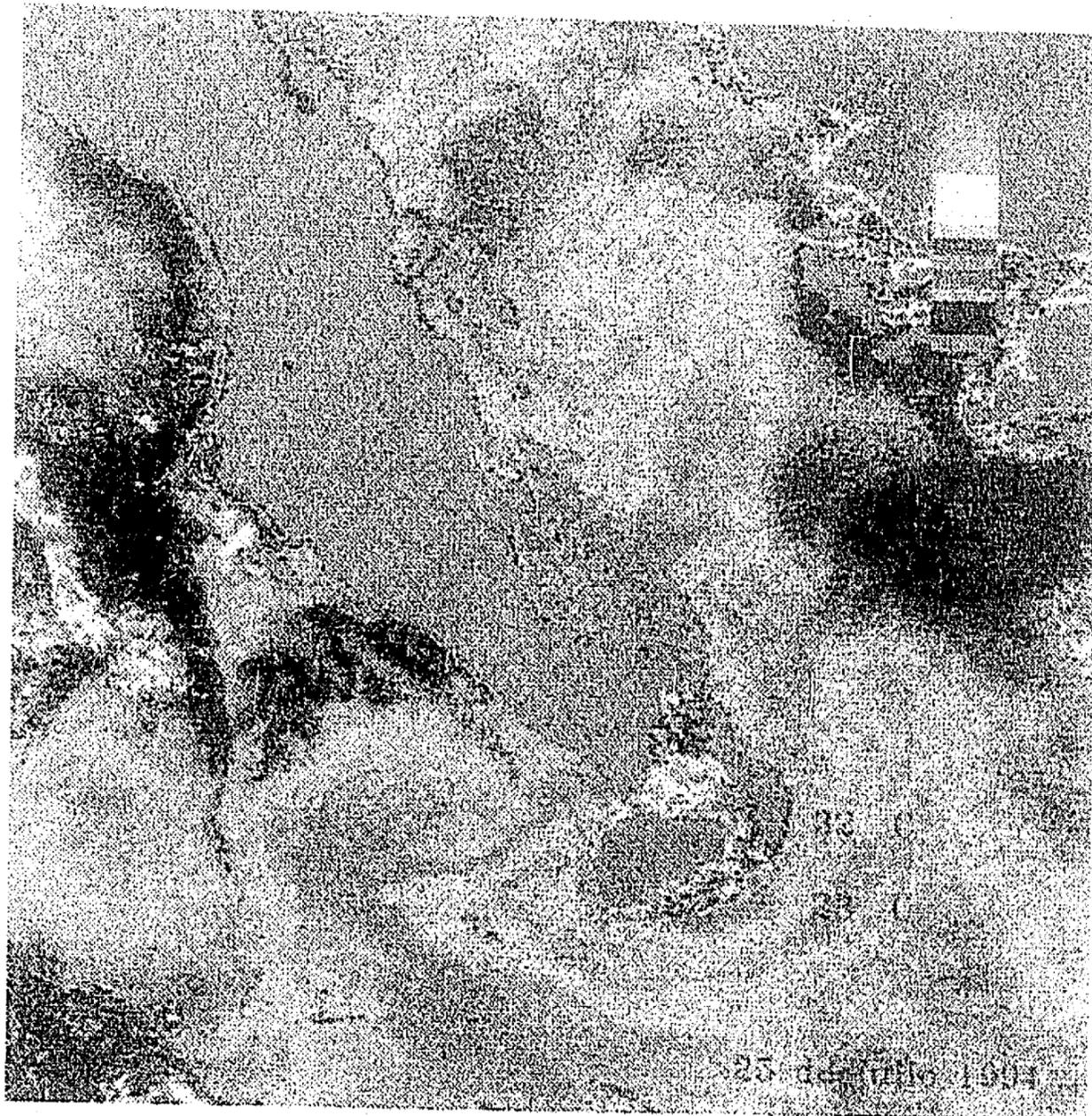


Fig. 6.7 Imagen de Temperatura Superficial 25 julio 1994.

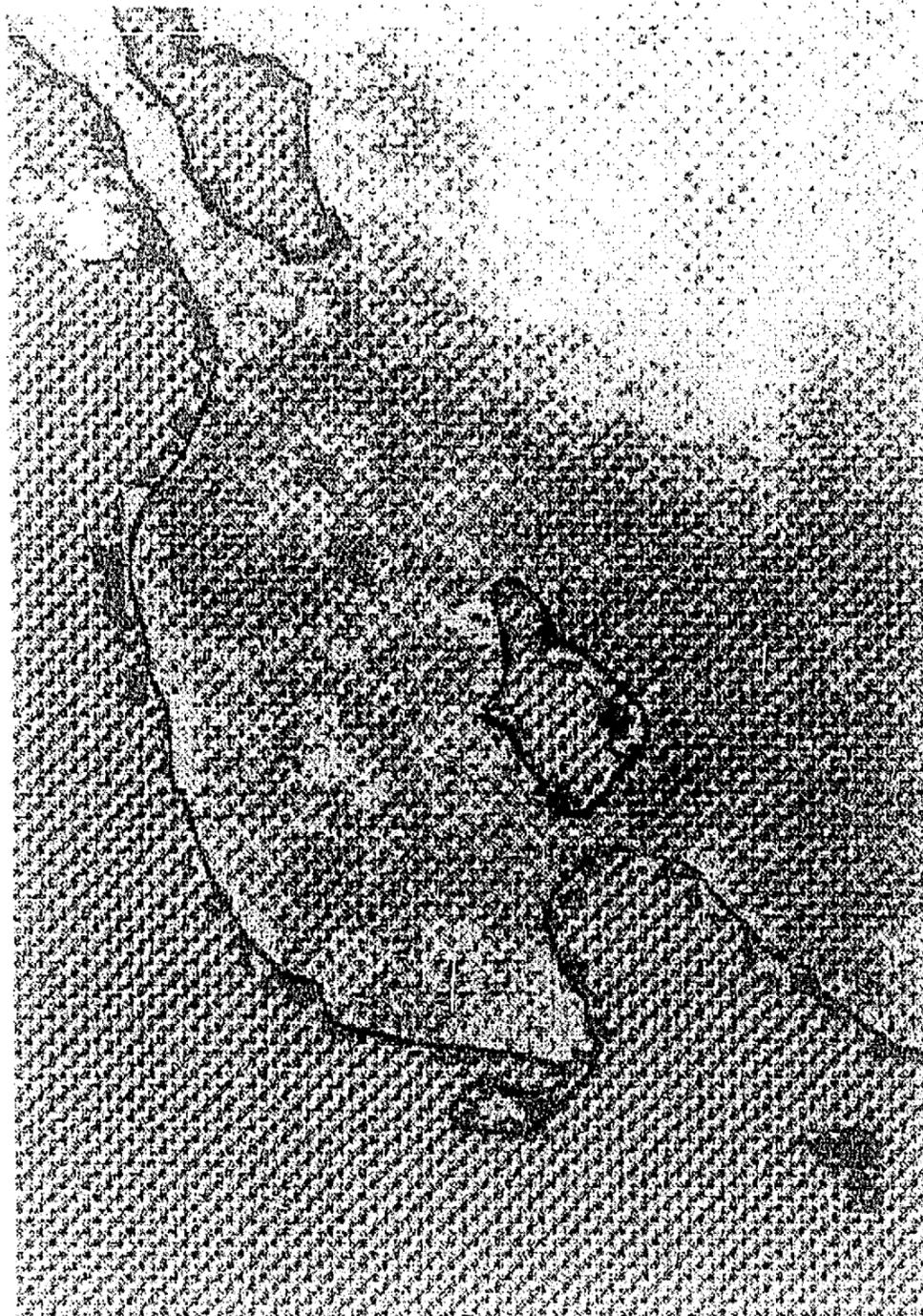


Fig. 6.8 Amplificación de la imagen del 25 julio 1994,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

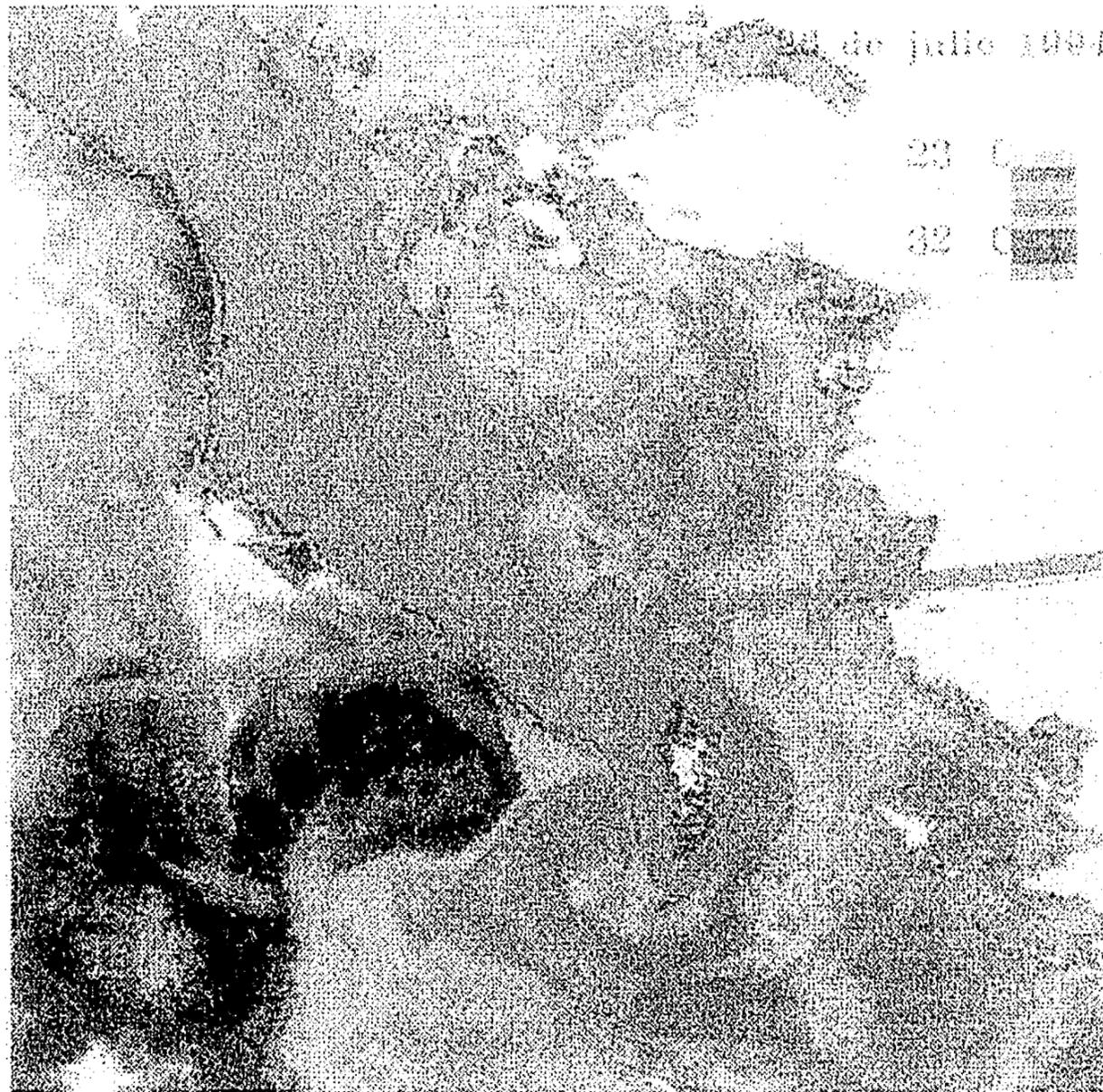


Fig. 6.9 Imagen de Temperatura Superficial 26 julio 1994,



Fig. 6.10 Amplificación de la imagen del 26 julio 1994,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.



Fig. 6.10 Amplificación de la imagen del 26 julio 1994,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

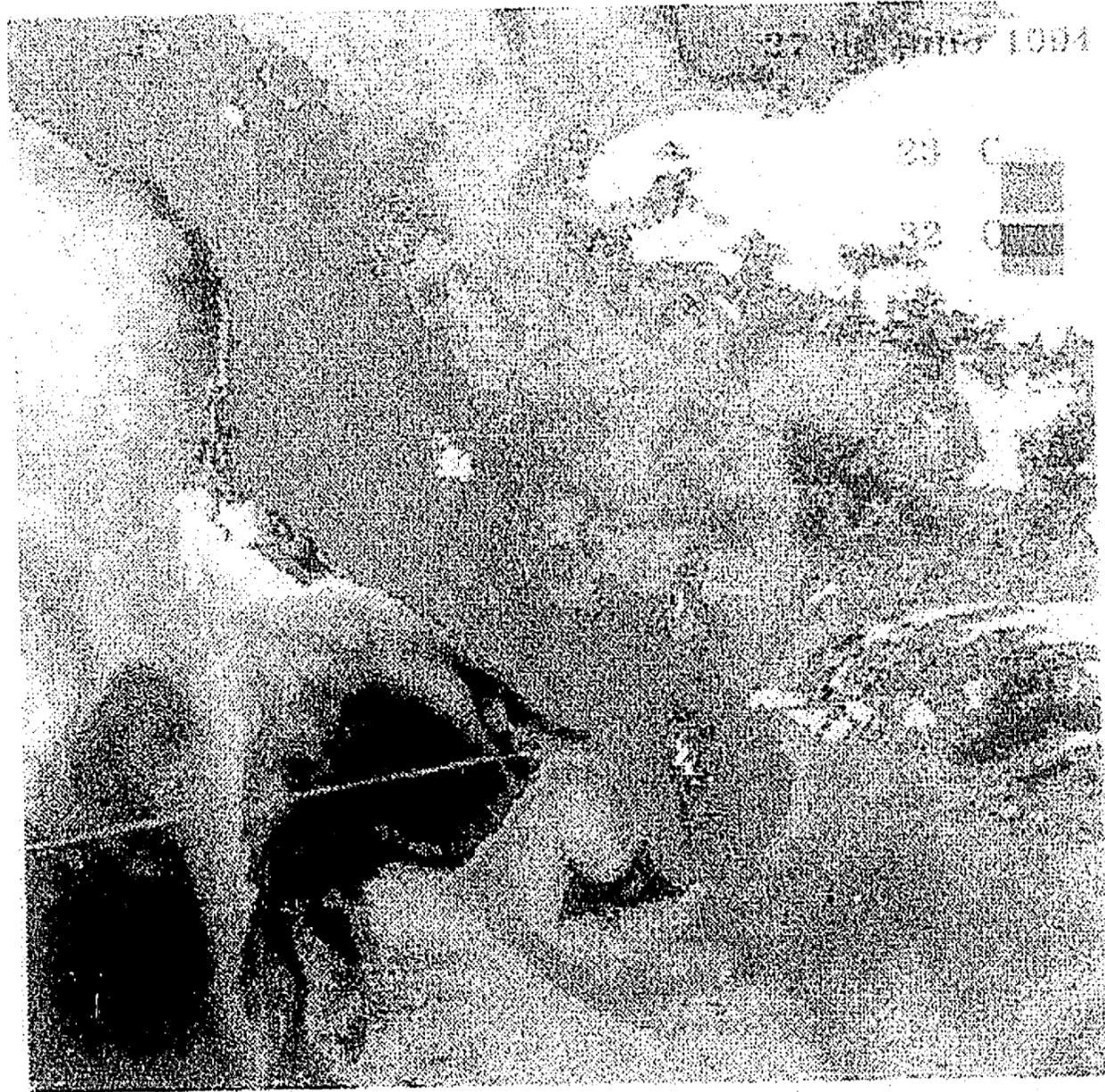


Fig. 6.11 Imagen de Temperatura Superficial 27 julio 1994,



Fig. 6.12 Amplificación de la imagen del 27 julio 1994,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

6.3 Imágenes térmicas de 1995

Para 1995 se pudieron conseguir imágenes del 21, 22, 23, 25, 29, 30, 31 de mayo y del 2 de junio, 12 de agosto y 10 de septiembre.

La imagen del 21 de mayo muestra una escala de temperatura que va de 20 a 25 °C. En la parte sur del golfo se encuentran las aguas más calientes con temperaturas entre 24 y 25 °C. La temperatura disminuye gradualmente hacia el interior del golfo (Fig. 6.13). En la bahía se observan temperaturas entre 23.57 y 24.50 °C (Fig. 6.14).

El 22 de mayo el agua de la boca y de la parte sur del golfo sigue estando caliente, nótese que se cambiaron las escalas y los colores representativos (Fig. 6.15).

La bahía muestra aguas más frías en la región del Canal San Lorenzo y en la frontera con el golfo (Fig. 6.16). Es interesante hacer notar en esta imagen una estructura, muy débil, de doble giro que se forma en la boca del golfo; por una parte se ve un filamento que se desprende de la costa este y que al ir hacia el sur tiende a regresar a la costa formando un giro ciclónico y por otra parte en la zona central de la boca se ve una región más clara, de temperatura mayor que en las orillas, cerca de la costa, lo cual parece indicar un giro anticiclónico.

La imagen del 23 de mayo, que tiene una escala de 20 a 25 °C, presenta una capa superficial del golfo muy caliente y homogénea (Fig. 6.17).

En la bahía se observa una parte central menos cálida que el resto, esta franja de baja temperatura se conecta con el golfo al norte de las islas (Fig. 6.18), en la zona externa del Canal de San Lorenzo se ve el efecto del flujo y refluo del agua de la bahía, mediante una banda de baja temperatura.

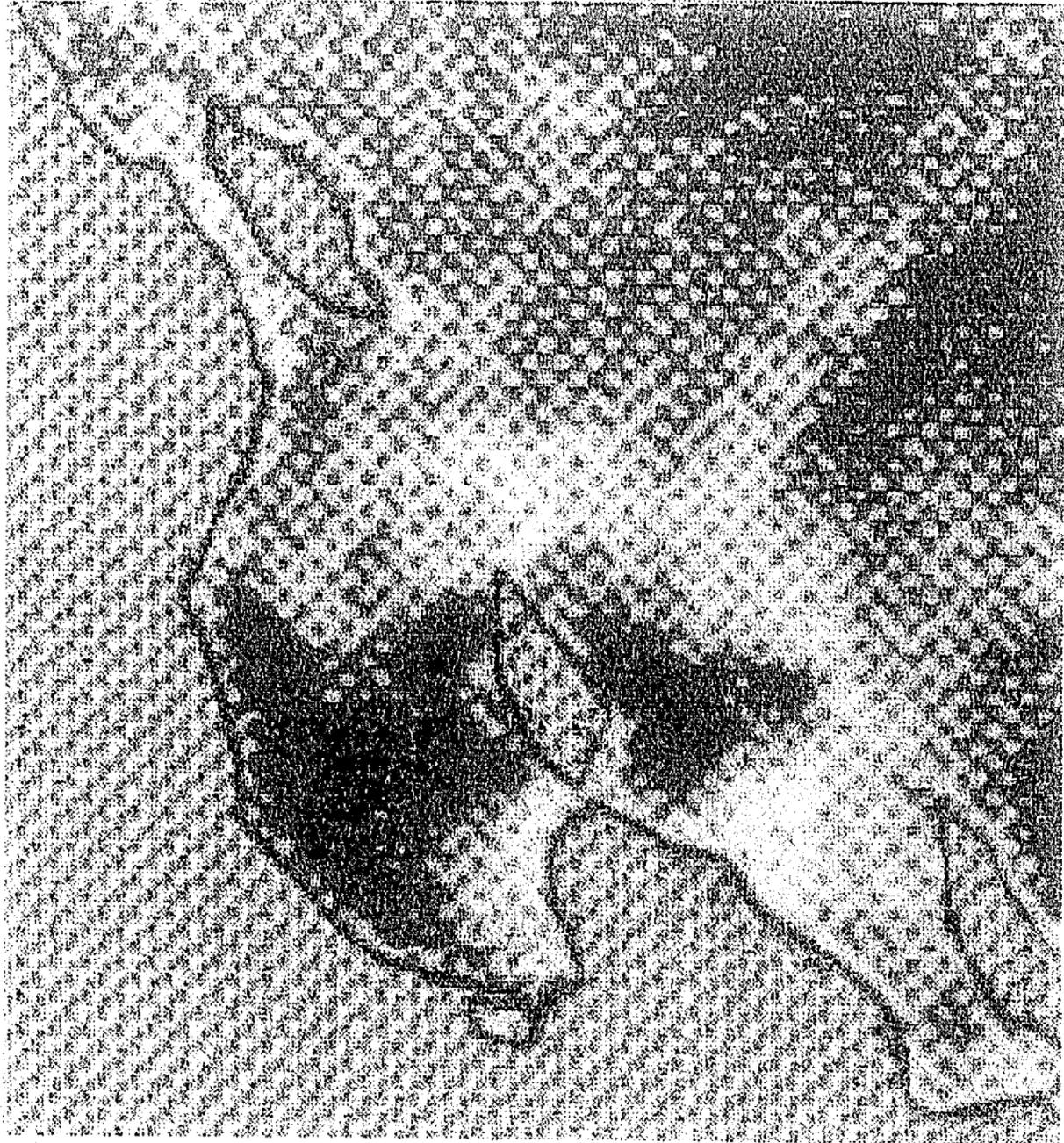


Fig. 6.13 Imagen de Temperatura Superficial 21 mayo 1995

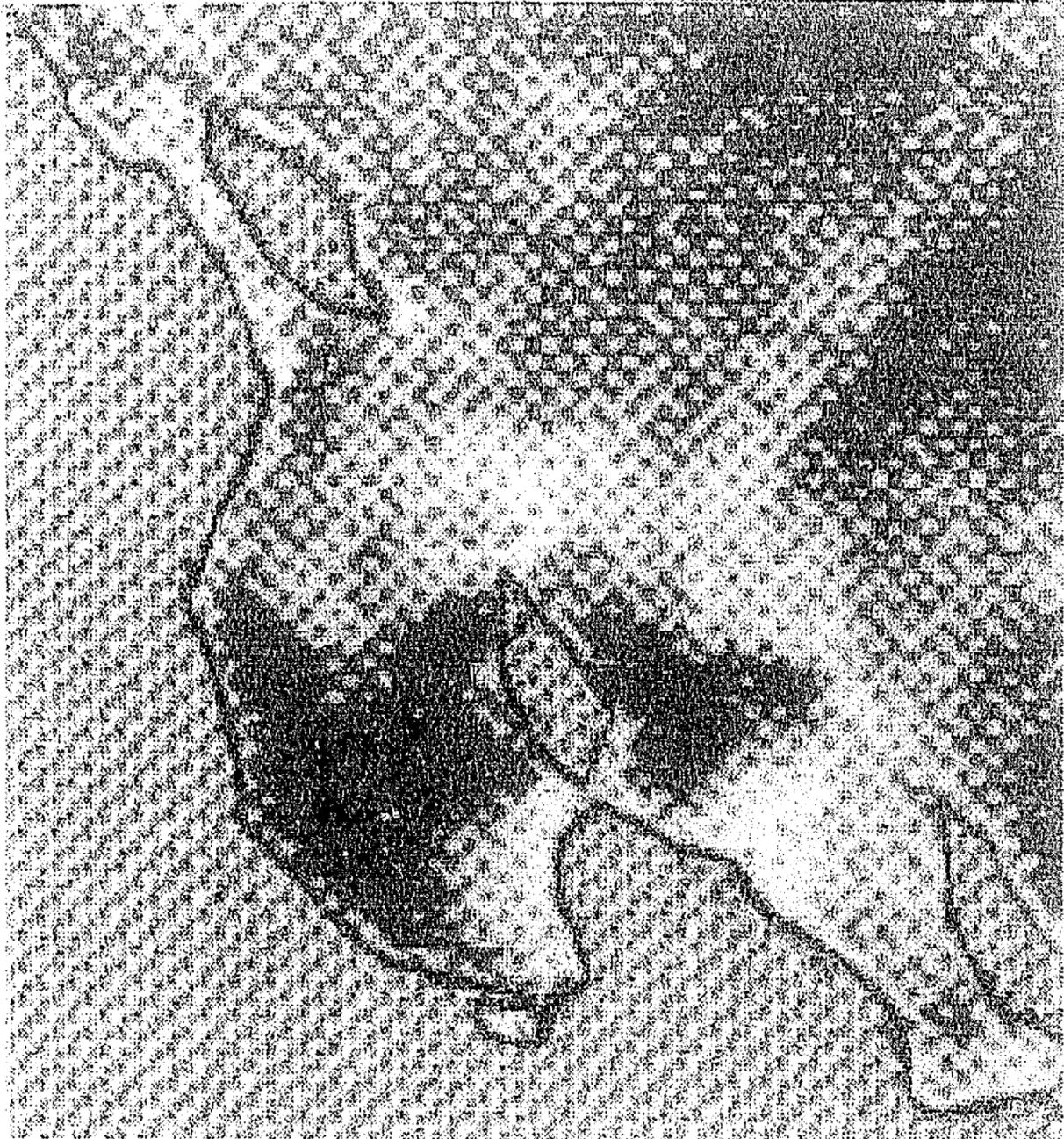


Fig. 6.14 Amplificación de la imagen del 25 mayo 1995,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

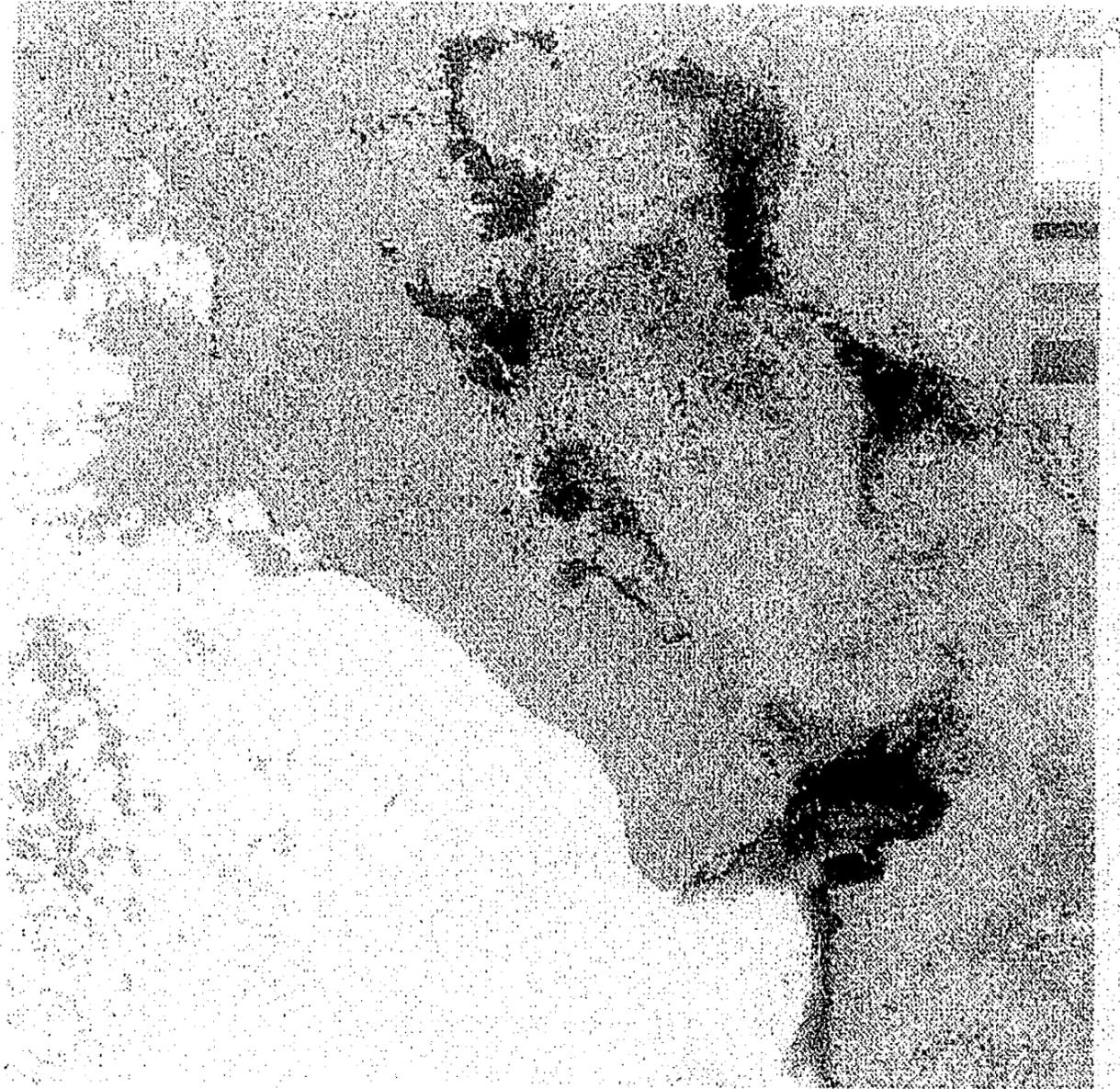


Fig. 6.15 Imagen de Temperatura Superficial 22 mayo 1995



Fig. 6.16 Amplificación de la imagen del 22 mayo 1995,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

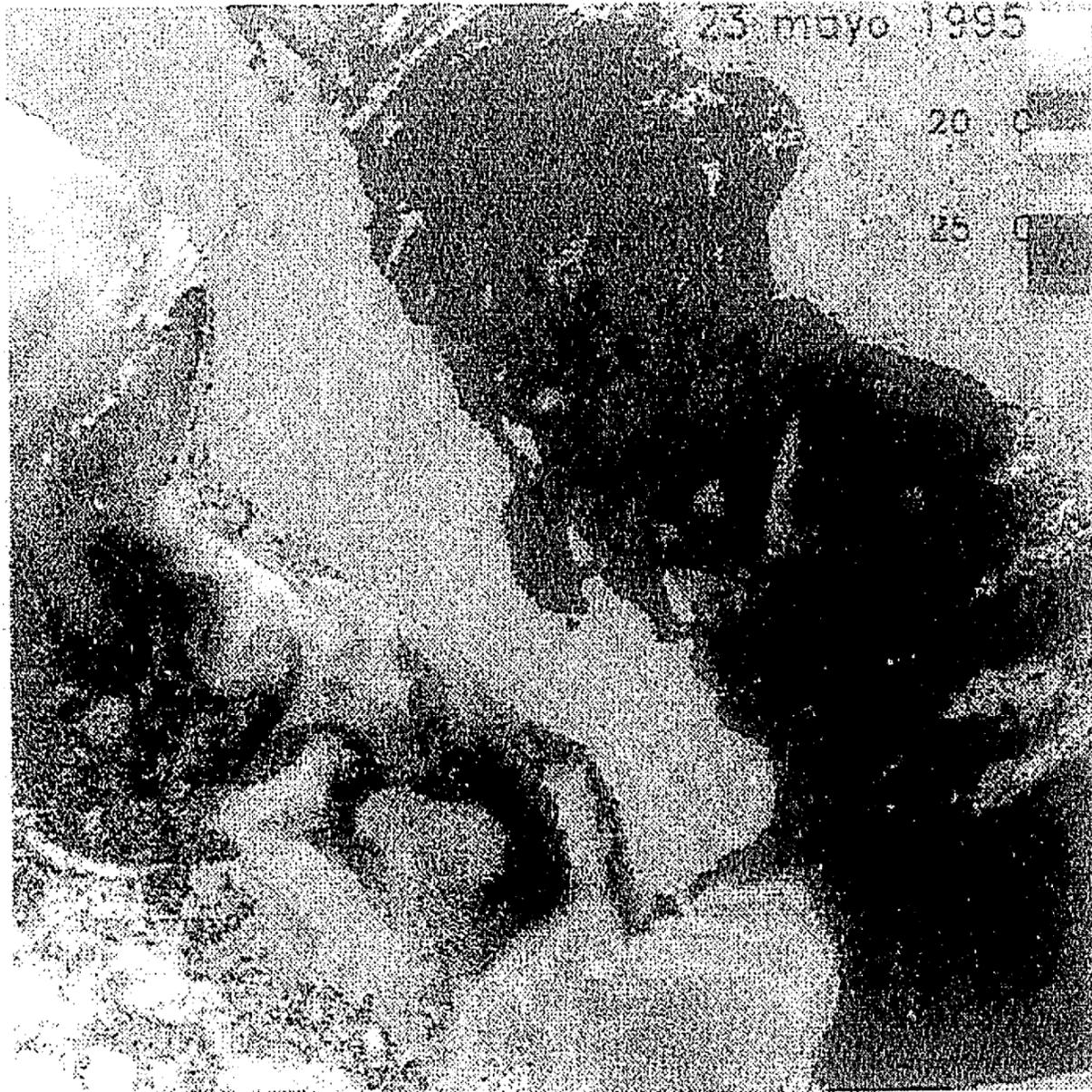


Fig. 6.17 Imagen de Temperatura Superficial 23 mayo 1995

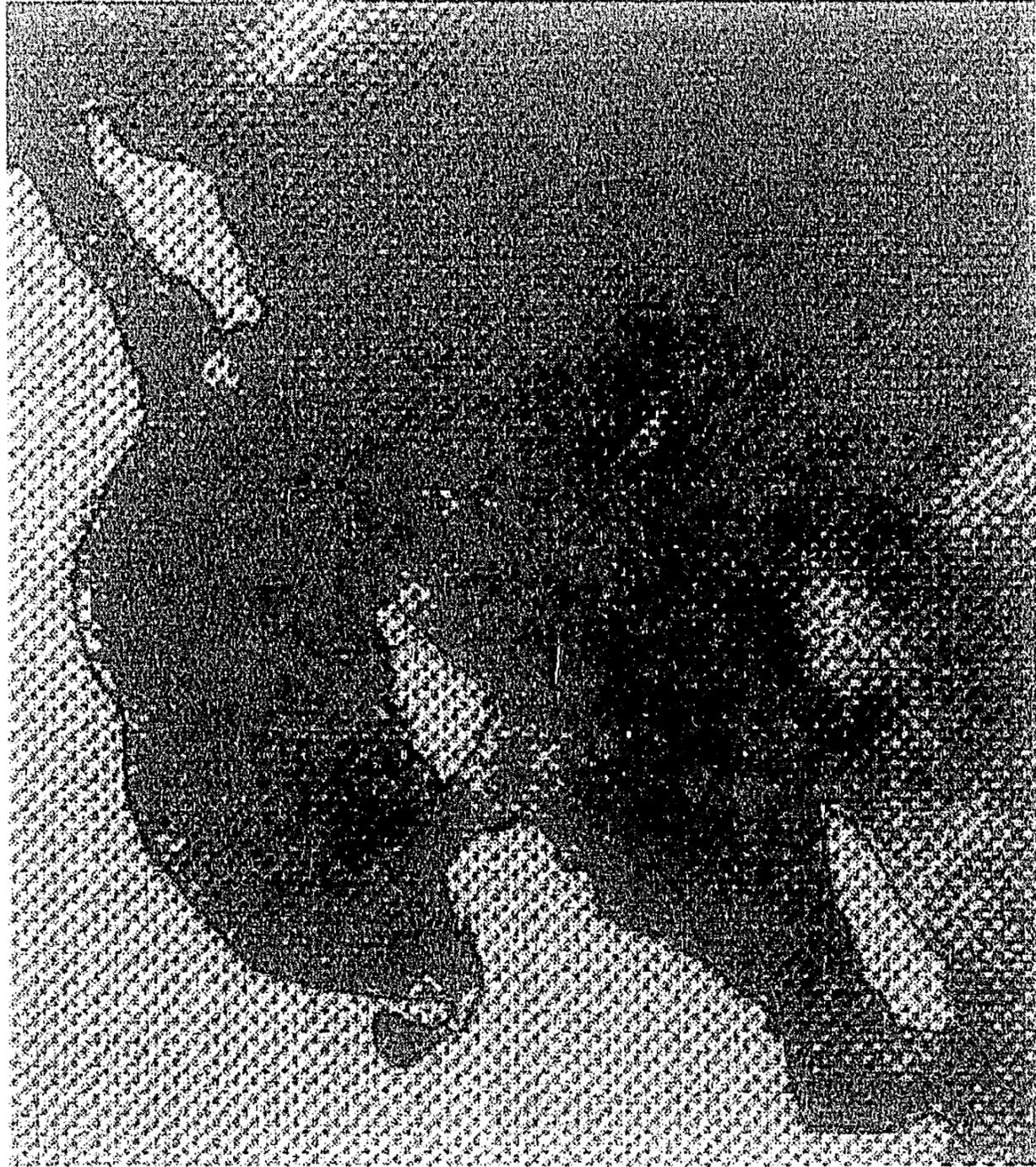


Fig. 6.18 Amplificación de la imagen del 23 mayo 1995,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

La pseudo estructura ciclón-anticiclón de la boca del golfo se transforma en un giro casi imperceptible. Por otro lado es interesante ver el efecto del agua del golfo, en la parte sur de la península, en donde se forma un frente muy marcado; así mismo en la costa oeste de la península (en el Pacífico) se puede ver una estructura turbulenta clásica en forma de hongo.

El 25 de mayo el giro de la boca del golfo toma fuerza, mostrando franjas de agua fría (Fig. 6.19). En la boca del golfo el agua se encuentra mas caliente, el frente que se forma entre el agua del golfo con el agua de la Corriente de California toma una forma parabólica con su frontera corrida hacia la boca del golfo. En la bahía se puede ver el efecto de las corrientes a través del Canal San Lorenzo y por la frontera norte (Fig. 6.20), manteniéndose en la parte central una región de baja temperatura. Para el 29 de mayo se puede ver que el frente oceánico del sur de la península se ha roto, presentando una intrusión de agua fría hacia la boca del golfo (Fig. 6.21). En la bahía se hace mas patente la franja de agua fría (relativamente, ya que la diferencia en temperatura es de solo $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$), en este caso se observan aguas más frías en el Canal San Lorenzo que en la frontera norte (Fig. 6.22).

La imagen del 30 de mayo presenta una estructura ciclónica bien desarrollada en la boca del Golfo de California, similar a los reportados por Emilsson y Alatorre, (1982) y Fernández Barajas *et al.*, (1993). Este giro ha producido una disminución de la temperatura de aproximadamente $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 6.23), situación que se refleja en la bahía con un enfriamiento en casi toda el área, a excepción de una franja de agua todavía mas fría en la parte sur y en el Canal San Lorenzo. Por otro lado se puede ver claramente, en la parte sur de la península y en la boca del golfo, filamentos de agua fría que penetran en el golfo.

El 31 de mayo de 1995, la estructura térmica del sur del golfo es muy similar a la observada en el 30 de mayo del mismo año, con la sola diferencia de una ligera disminución en la temperatura del agua, lo cual se refleja en un color menos intenso.



Fig. 6.19 Imagen de Temperatura Superficial 25 mayo 1995



Fig. 6.20 Amplificación de la imagen del 25 mayo 1995,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

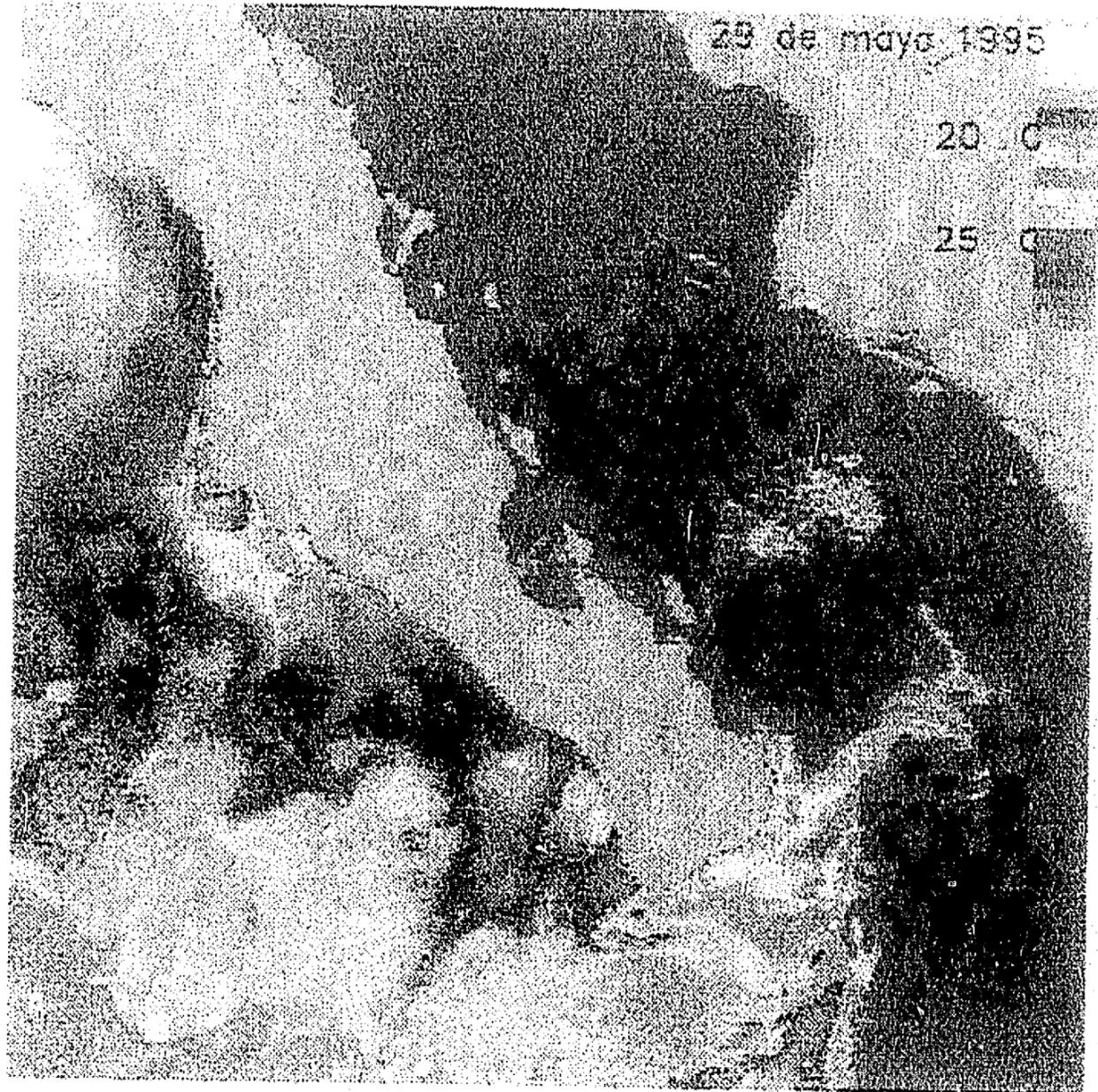


Fig. 6.21 Imagen de Temperatura Superficial 29 mayo 1995



Fig. 6.22 Amplificación de la imagen del 29 mayo 1995,
temperatura superficial, Bahía de La Paz.

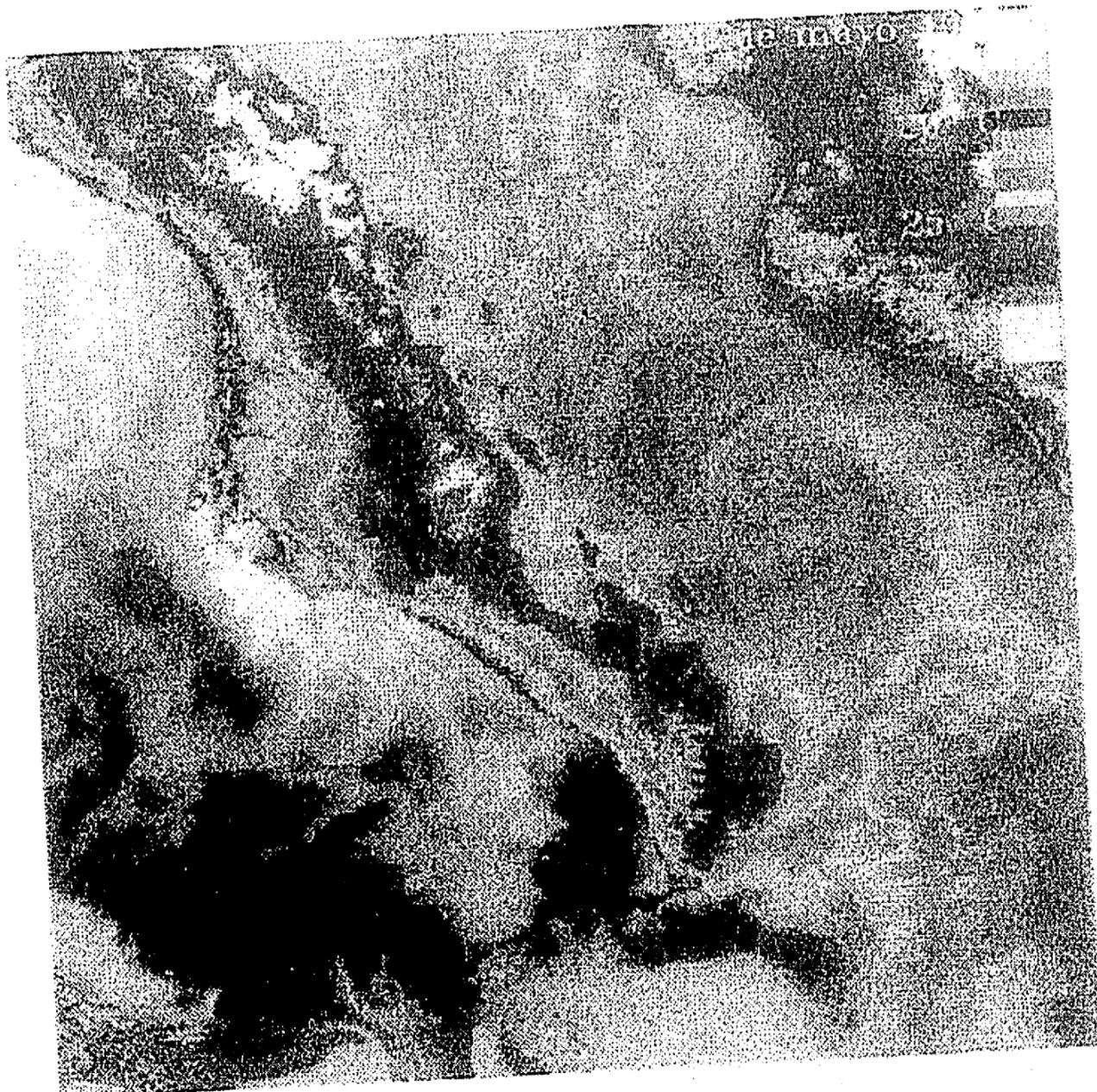


Fig. 6.23 Imagen de Temperatura Superficial 30 mayo 1995

Desafortunadamente las imágenes posteriores presentaron una alta contaminación por nubosidad no permitiendo seguir el proceso de formación y traslado del giro ciclónico. Por otro lado la formación de nubes puede ser una de las consecuencias de la formación del giro, ya que al llevar agua fría a la superficie produce una disminución de la temperatura superficial de agua, lo cual cambia la relación entre los flujos de calor y produce condensación de humedad en la atmósfera. Las siguientes imágenes adecuadas que se pudieron conseguir, corresponden al 12 de agosto y el 10 de septiembre. En la imagen del 12 de agosto se presenta un campo ligeramente irregular de la temperatura, con una penetración de agua de la Corriente de California por la parte oeste de la entrada del golfo (Fig. 6.29), la cual alcanza a llegar hasta la parte exterior del canal San Lorenzo (Fig. 6.30). En la imagen del 10 de septiembre (Fig. 6.31) se puede ver una tendencia a homogeneizar la temperatura superficial del agua en el sur del golfo, desapareciendo la franja de agua fría de la Corriente de California, que se observaba en la parte oeste de la boca del golfo. Sin embargo, se puede ver agua fría que logró penetrar en la Bahía de La Paz por el Canal San Lorenzo (Fig. 6.32).



Fig. 6.24 Amplificación de la imagen del 30 mayo 1995, temperatura superficial, Bahía de La Paz.

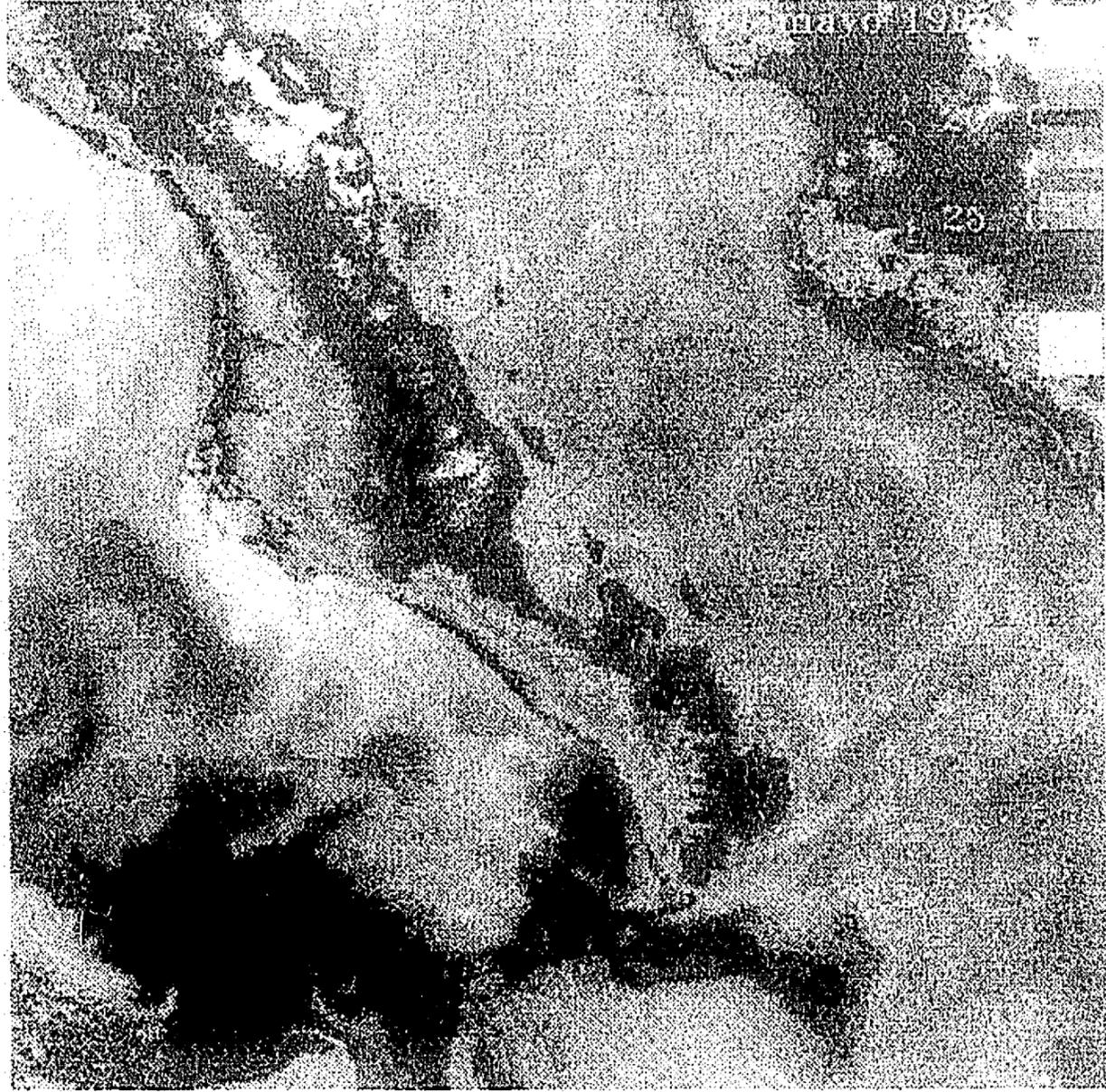


Fig. 6.25 Imagen de Temperatura Superficial 31 mayo 1995



Fig. 6.26 Amplificación de la imagen del 31 mayo 1995, temperatura superficial, Bahía de La Paz.

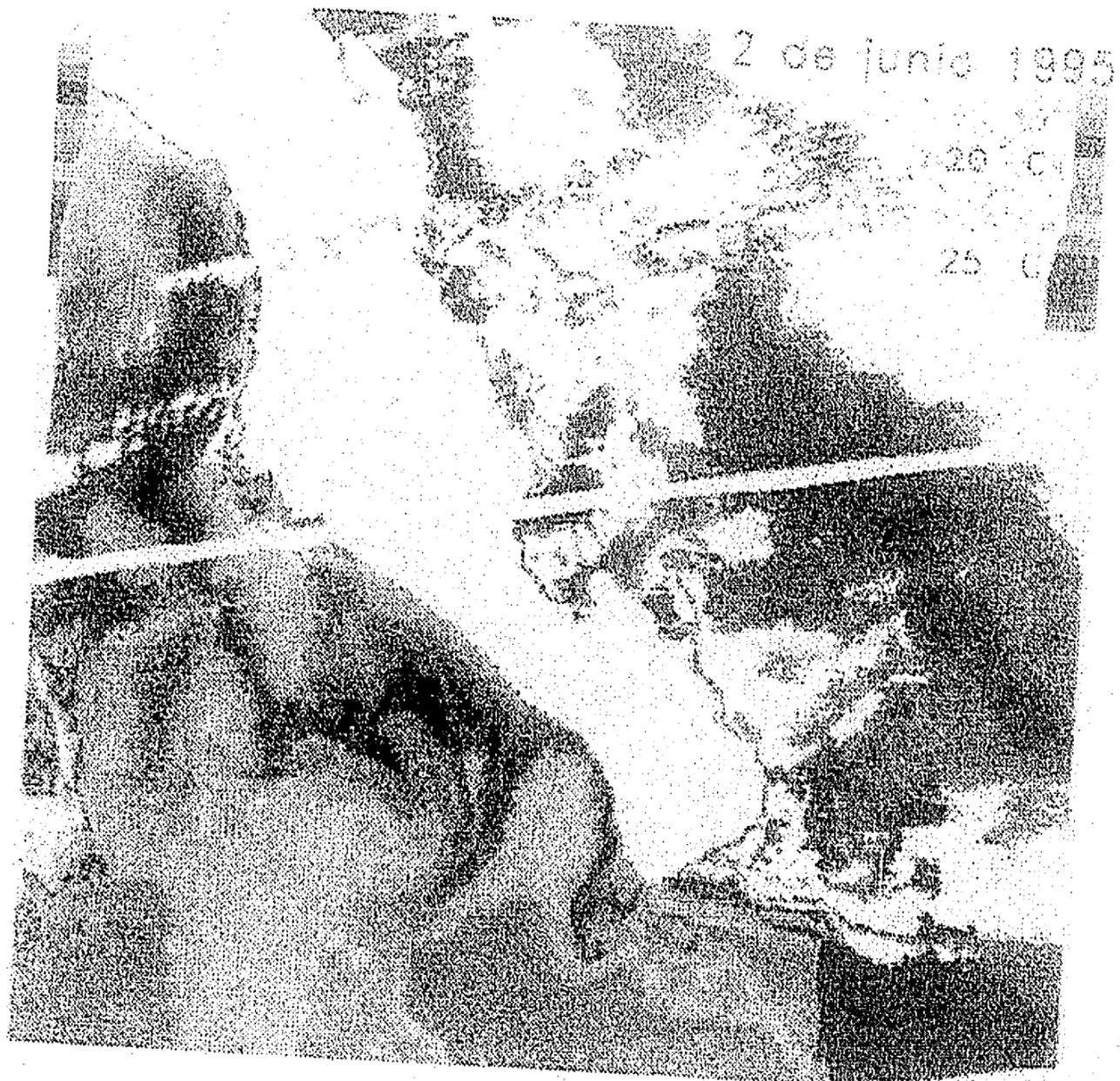


Fig. 6.27 Imagen de Temperatura Superficial 2 junio 1995

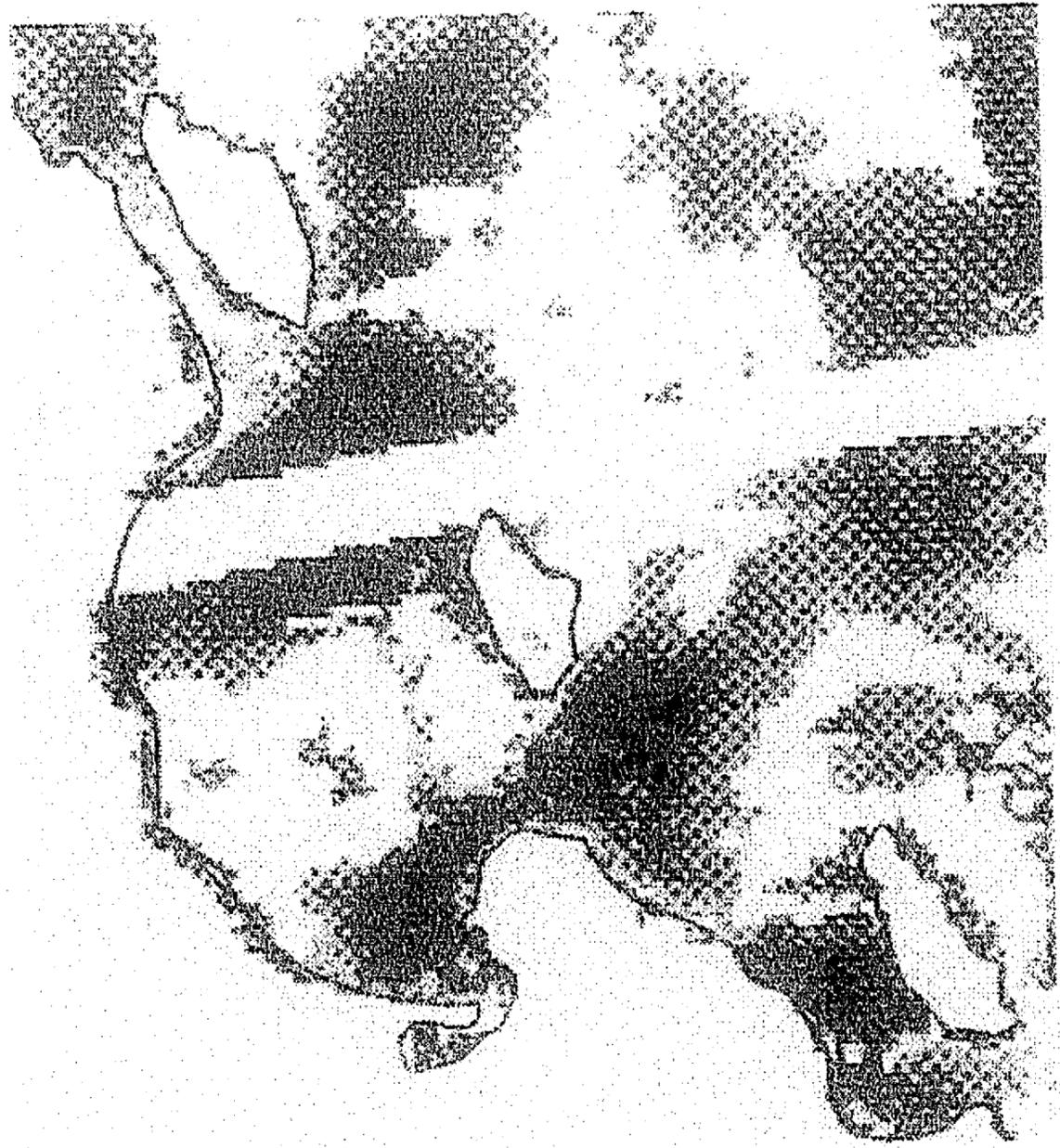


Fig. 6.28 Amplificación de la imagen del 2 junio 1995, temperatura superficial, Bahía de La Paz.

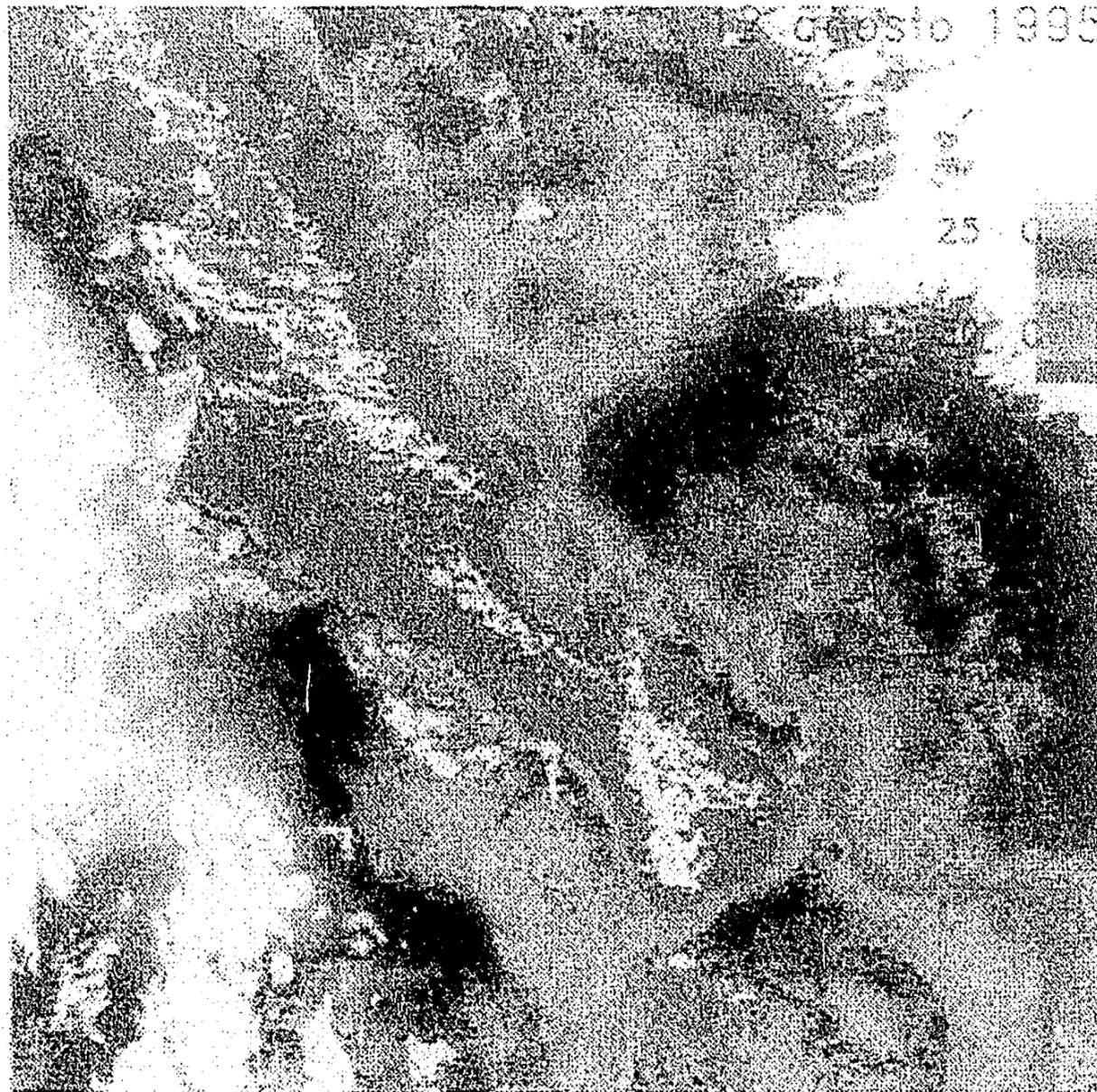


Fig. 6.29 Imagen de Temperatura Superficial 12 agosto 1995



Fig. 6.30 Amplificación de la imagen del 12 agosto 1995, temperatura superficial, Bahía de La Paz.

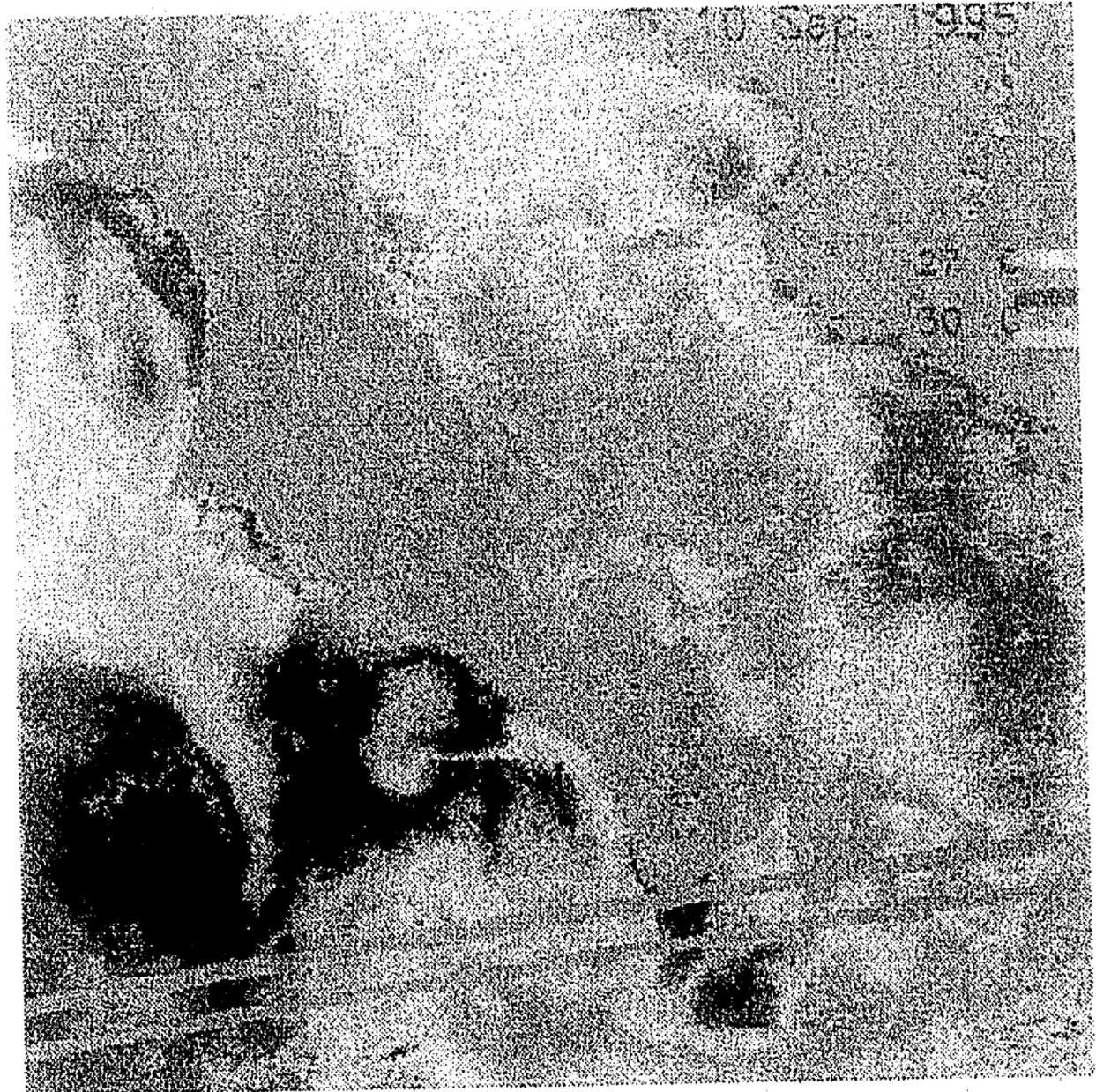


Fig. 6.31 Imagen de Temperatura Superficial 10 septiembre 1995



Fig. 6.32 Amplificación de la imagen del 10 septiembre 1995, temperatura superficial, Bahía de La Paz.

CAPITULO VII

RESULTADOS DE LOS MODELOS NUMERICOS

7.1 Circulación Inducida por Viento

Los resultados de las observaciones en campo mostraron que la Bahía de La Paz se comporta como un sistema barotrópico en el cual el viento y la componente M2 de la marea son los principales mecanismos de forzamiento de la circulación.

La aplicación de un modelo numérico nos permitió simular la respuesta de la bahía ante condiciones de viento y de marea que no se observaron en campo.

En todos los casos se presenta el campo vectorial de las velocidades y del transporte, de tal manera que se puedan observar los rasgos principales de la circulación sin que sean enmascarados por las grandes velocidades de los canales.

En los resultados de la simulación de la corriente inducida por viento del noroeste de 5 m s^{-1} se observa una corriente costera en la parte oeste, que va de la Boca Grande hasta la laguna (Fig. 7.1 y 7.2), causando un giro ciclónico tanto en la bahía como en la laguna. En Boca Grande, el agua entra por la parte oeste (El Mechudo) y sale por la parte sureste (La Lobera), formando una corriente ciclónica. Por otro lado, se observa una corriente intensa paralela a la costa y dado que en este lugar se encuentran las fuentes principales de aporte de sedimentos, estas corrientes producen un arrastre importante hacia la barrera El Mogote.

Es importante hacer notar que esta distribución de corrientes causa una circulación neta intensa y sería el mecanismo mas importante de recambio de agua del sistema.

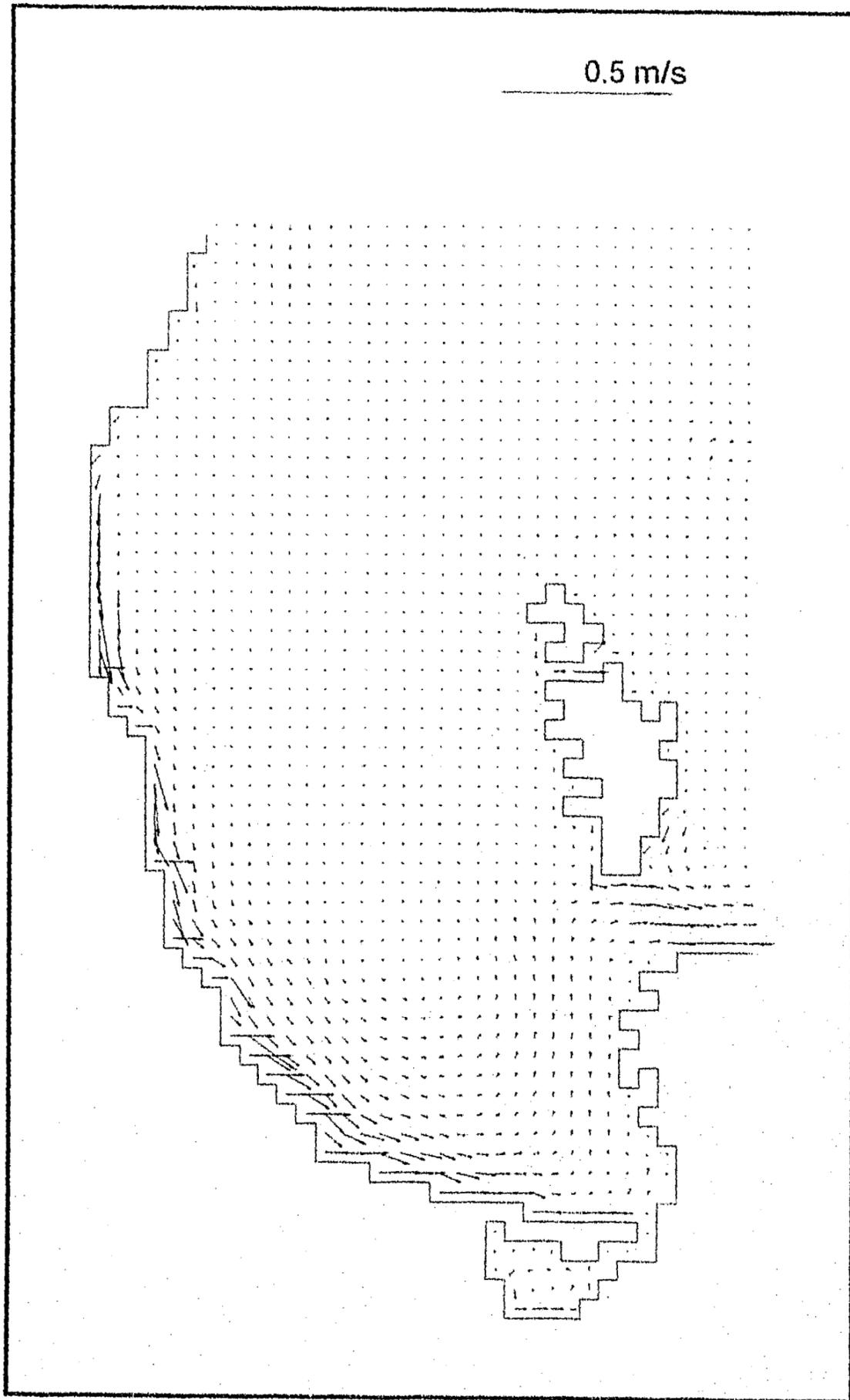


Fig. 7.1 Distribución de velocidad impulsada por viento del noroeste.

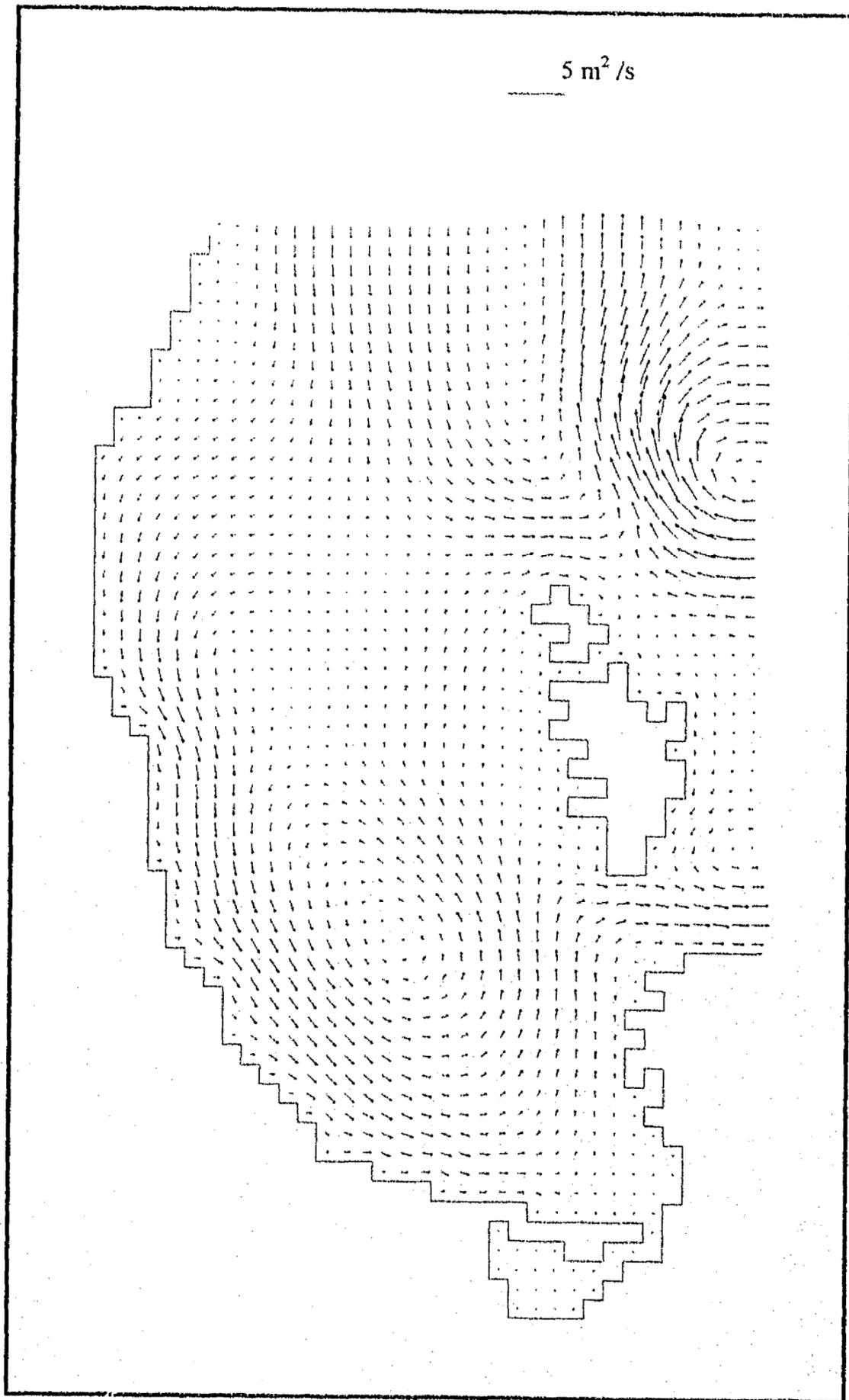


Fig. 7.2 Distribución de transporte impulsado por viento del noroeste.

En la parte central de la bahía se puede observar un giro anticiclónico pequeño; y en la parte sur un giro ciclónico, lo cual induce una corriente de salida por el Canal San Lorenzo. Las velocidades máximas calculadas son de 0.25 m s^{-1} .

Las corrientes producidas por un viento del norte de 10 m s^{-1} , presentan una zona de convergencia frente a la parte más angosta de la barra El Mogote. En el sur de la bahía se encuentra un campo de dunas, lo cual puede ser otra forma de corroborar esta convergencia (Fig. 7.3 y 7.4).

En este caso, la entrada y salida de agua en la parte norte de la bahía sigue el mismo esquema que en el caso de los vientos del noroeste. El giro ciclónico del sur se desplaza hacia el noroeste, lo cual permite que se invierta el sentido de la circulación en el Canal San Lorenzo, en donde se presenta una entrada de agua; esto último induce la formación de un pequeño giro anticiclónico contiguo a la parte interna de las islas, lo cual balancea hidrodinámicamente el flujo de agua del giro ciclónico del oeste, de la entrada de agua por el Canal San Lorenzo y de la salida de agua por la parte norte de las islas.

Las corrientes generadas por viento del noreste de 5 m s^{-1} , presentan una intensidad mayor en la velocidad y el transporte, esto es debido a que la mayor parte de la frontera abierta se encuentra perpendicular a esta dirección del viento. La corriente mantiene su sentido de entrada-salida en el norte y muestra un desplazamiento del giro ciclónico hacia el este, muy cerca de las islas (Fig. 7.5 y 7.6).

El giro anticiclónico de la parte noroccidental desaparece y se forma un giro anticiclónico en la laguna costera. Por otro lado, se puede ver una intensificación en la corriente de entrada en el Canal San Lorenzo.

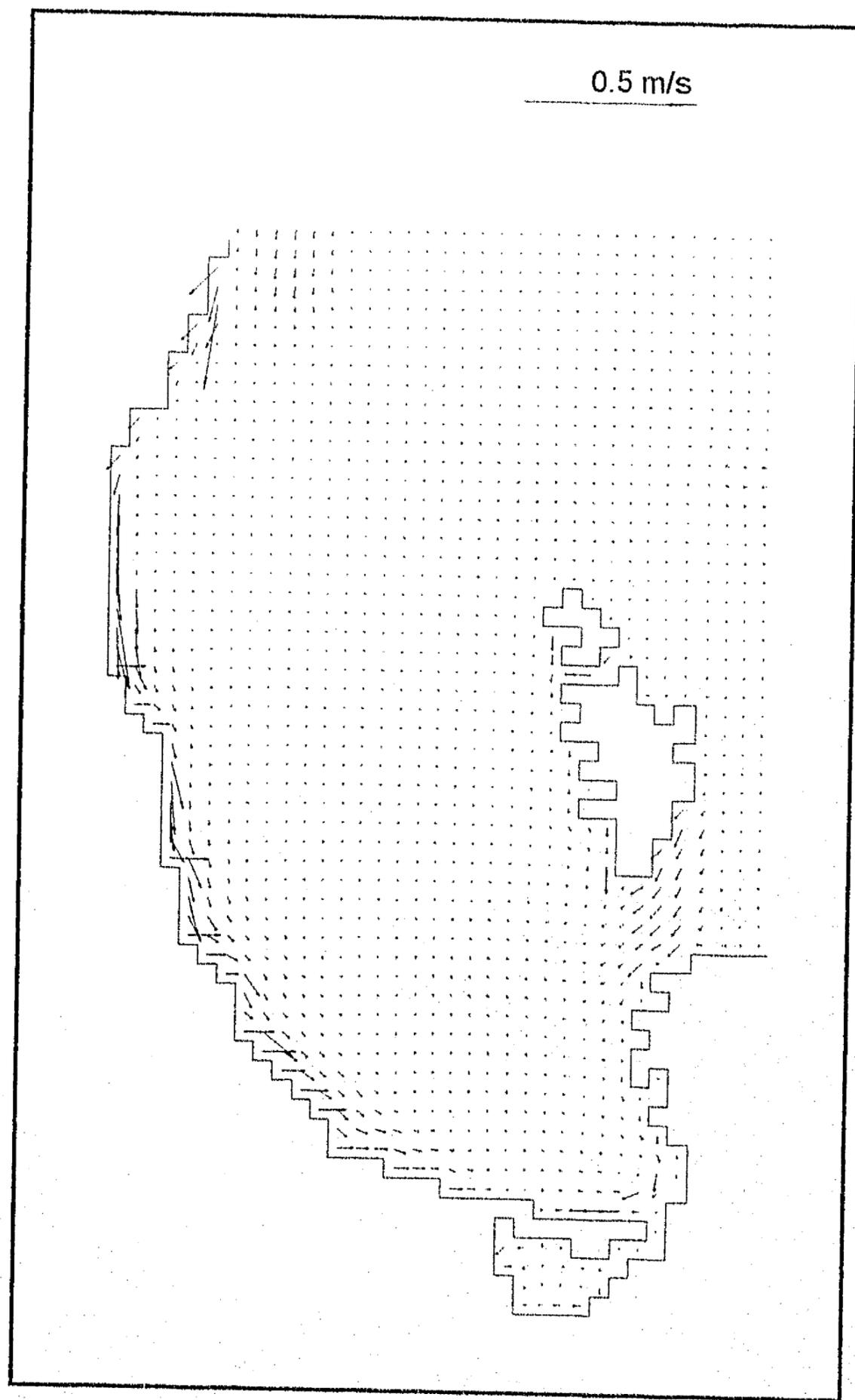


Fig. 7.3 Distribución de velocidad impulsada por viento del norte.

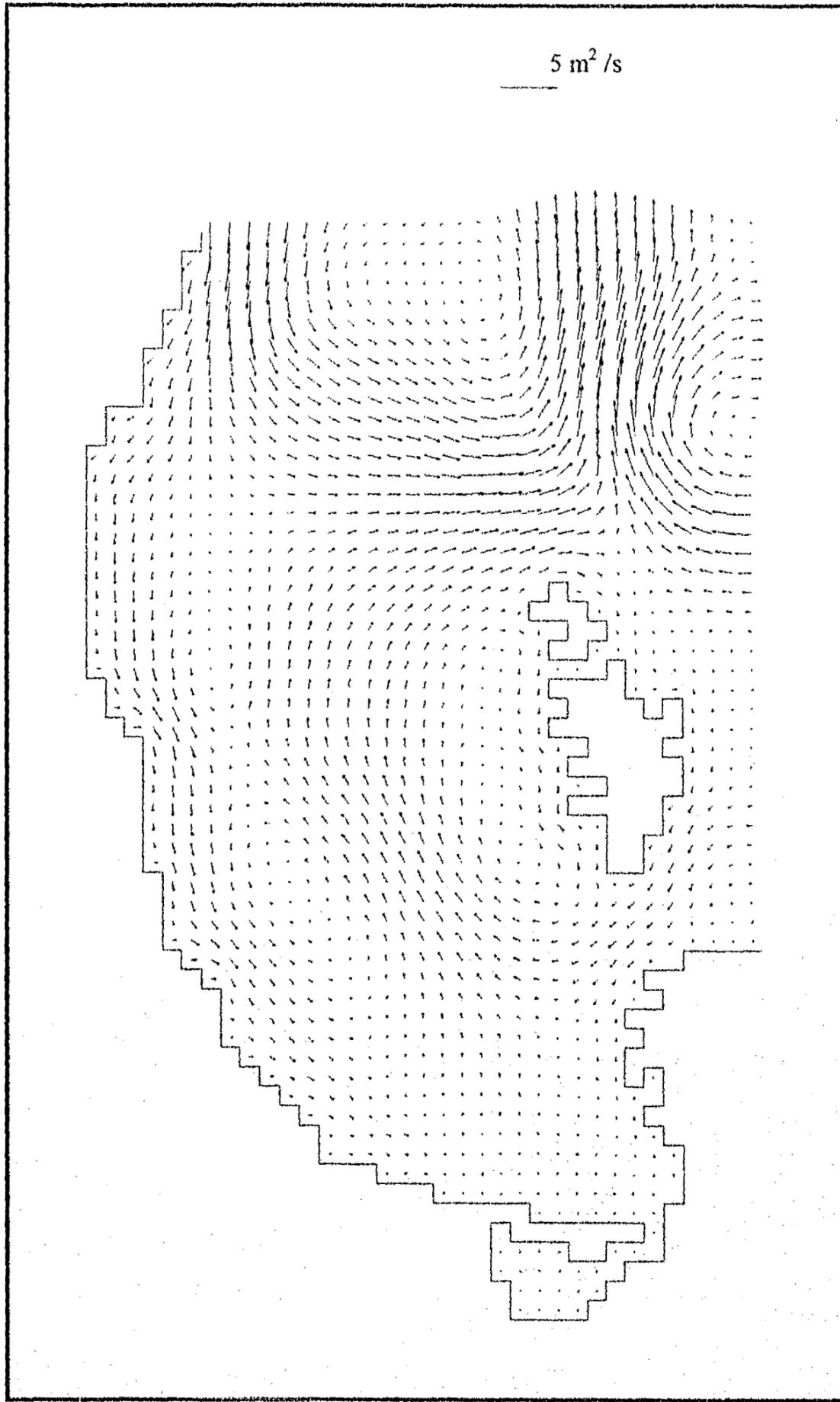


Fig. 7.4 Distribución de transporte impulsado por viento del norte.

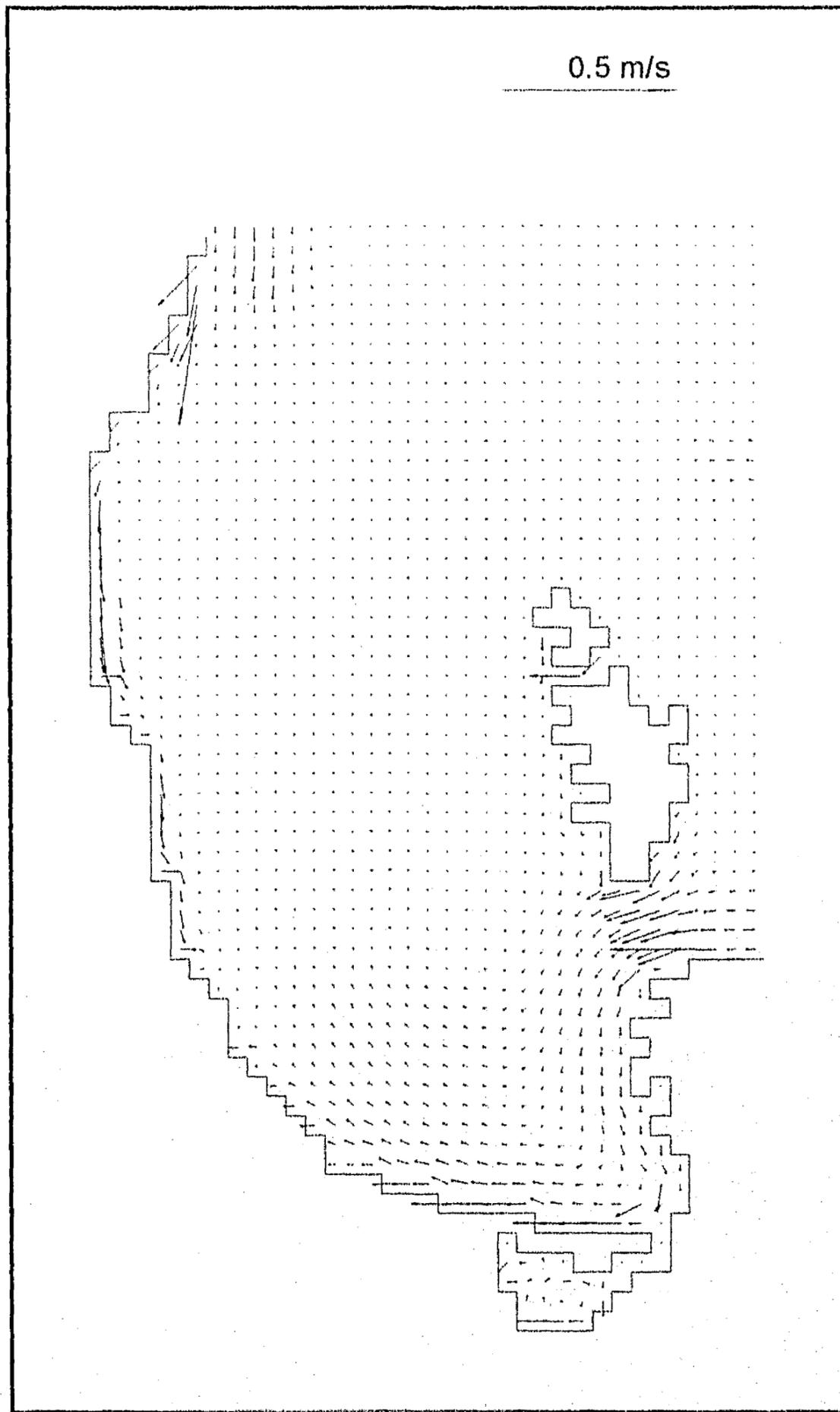


Fig. 7.5 Distribución de velocidad impulsada por viento del noreste.

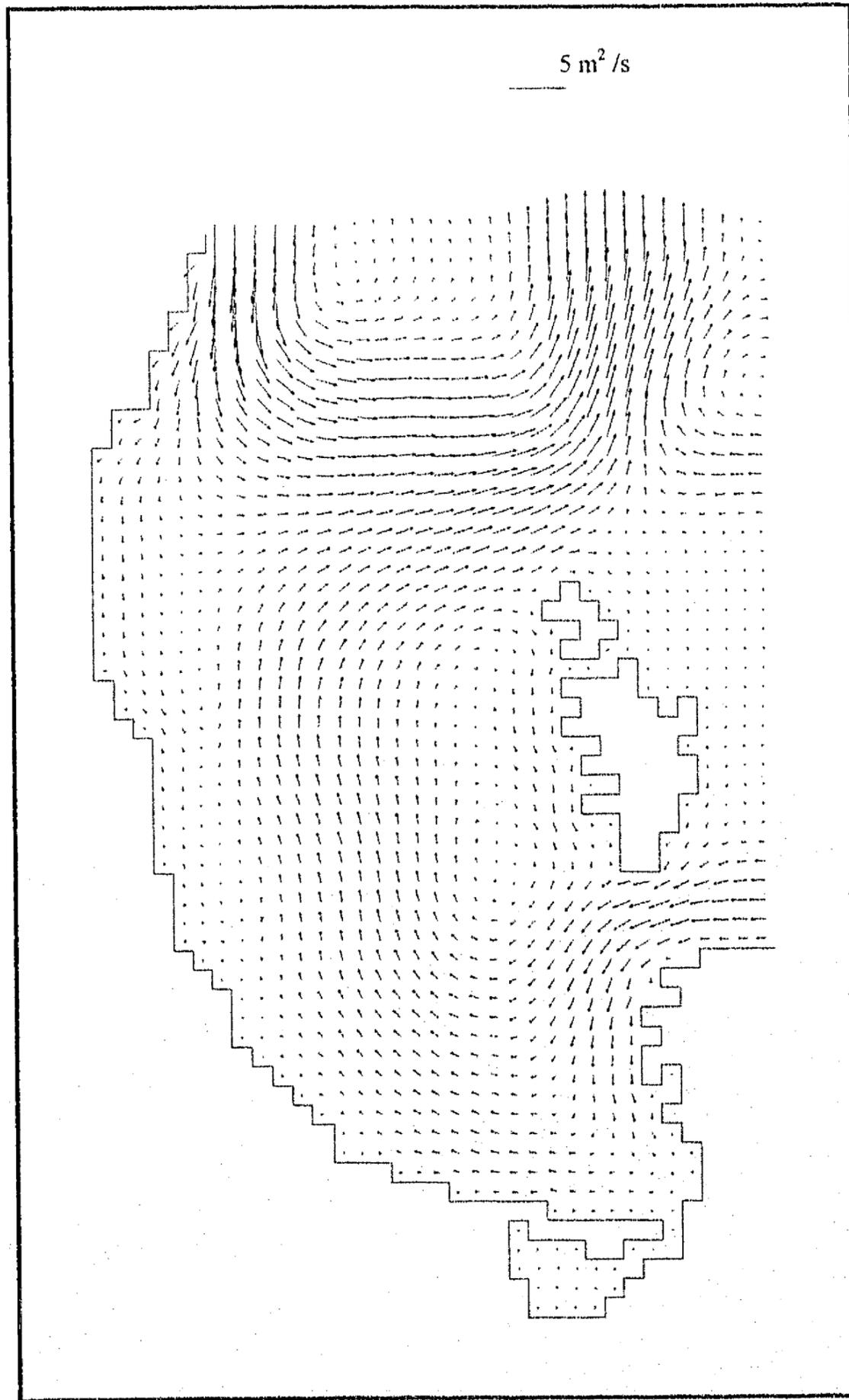


Fig. 7.6 Distribución de transporte impulsado por viento del noreste.

7.2 Circulación Inducida por la Componente de Marea M_2

En la distribución vectorial de corrientes forzadas por la componente semidiurna lunar principal M_2 , correspondiente al primer octavo del ciclo de marea, se observa un flujo de entrada de agua a la Bahía de La Paz por las dos bocas (Fig. 7.7 y 7.8). Se presentan corrientes intensas en el Canal San Lorenzo y en el canal que une la laguna costera con la Bahía de La Paz. Por otro lado, se puede observar que en las costas orientales de la bahía se presentan corrientes en dirección sur, que rebasan el promedio del campo vectorial.

Como el transporte es importante en la parte profunda de la bahía, se produce un desnivel por el retraso de la onda de marea al acercarse a la Ensenada de La Paz y causa corrientes intensas de flujo o llenado.

En el segundo octavo, la estructura del patrón de circulación es muy similar al obtenido para el primer octavo (Fig. 7.9 y 7.10).

Para el tercer octavo (Fig. 7.11 y 7.12), la magnitud de la velocidad disminuye en casi toda la bahía, solo la laguna costera Ensenada de La Paz y el canal que une la laguna con la bahía presentan velocidades altas. Se observa que el agua empieza a salir a través del Canal San Lorenzo y del canal que separa las dos islas. En la parte sur de la Boca Grande se forma un giro con dirección de la corriente anticiclónica, que es mas notorio en la gráfica de transporte (Fig. 7.12).

En el cuarto octavo se presenta en forma clara un refluo en toda la bahía (Fig. 7.13 y 7.14). Las corrientes mas intensas se presentan en el Canal San Lorenzo y los transportes máximos en la Boca Grande.

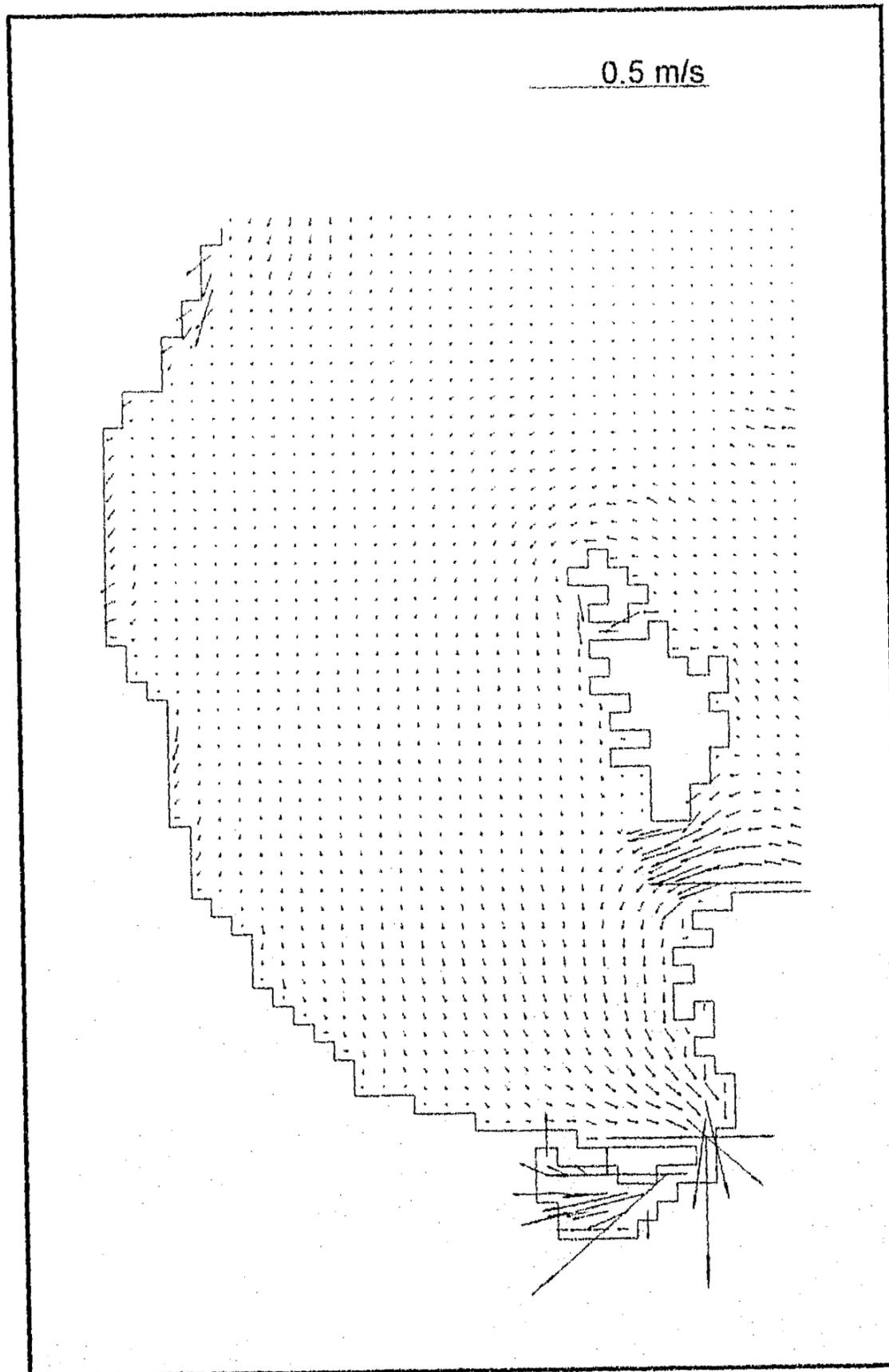


Fig. 7.7 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 1.

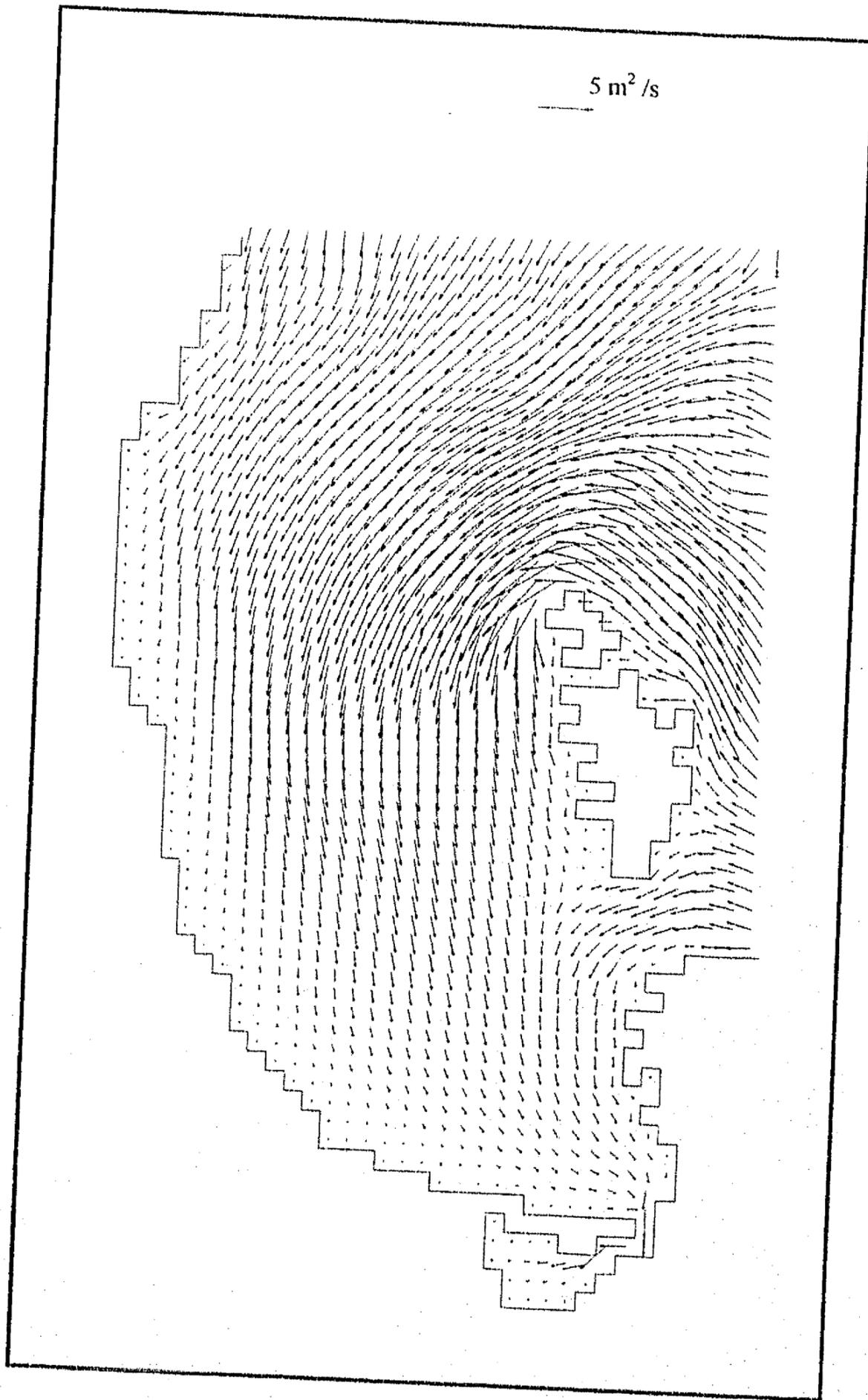


Fig. 7.8 Distribución de transporte inducido por marea M₂, octavo 1.

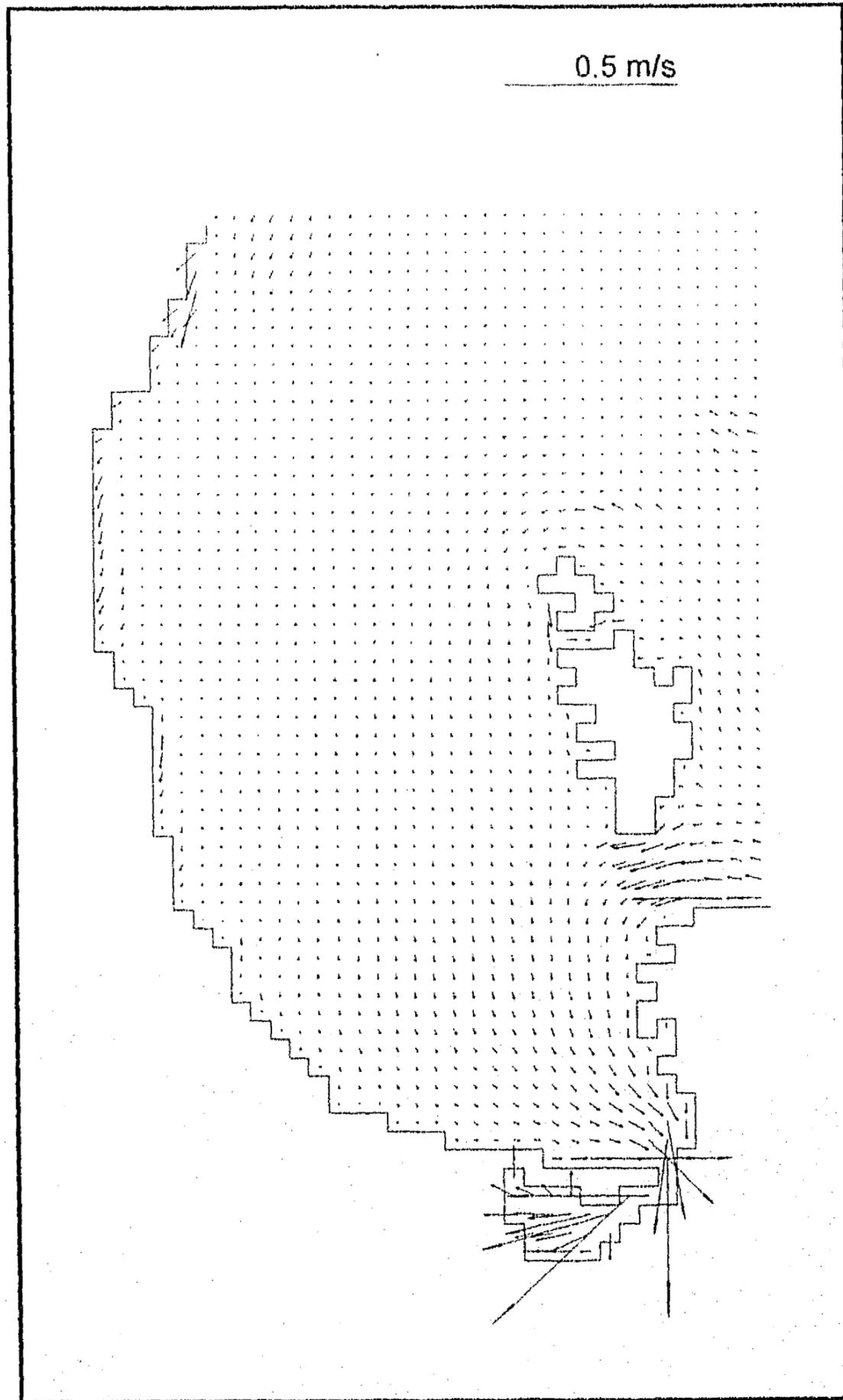


Fig. 7.9 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 2.

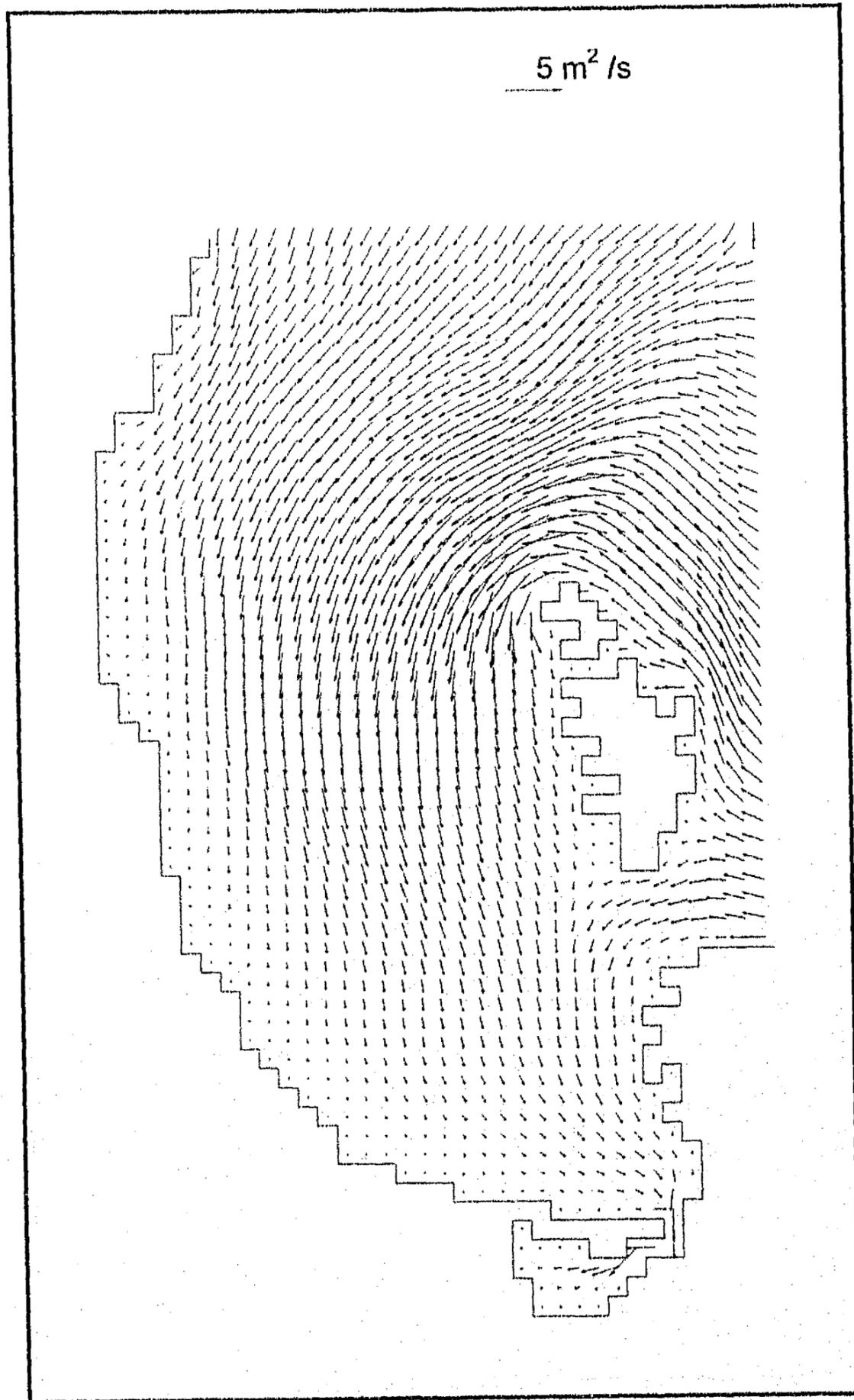


Fig. 7.10 Distribución de transporte inducido por la marea M_2 , octavo 2.

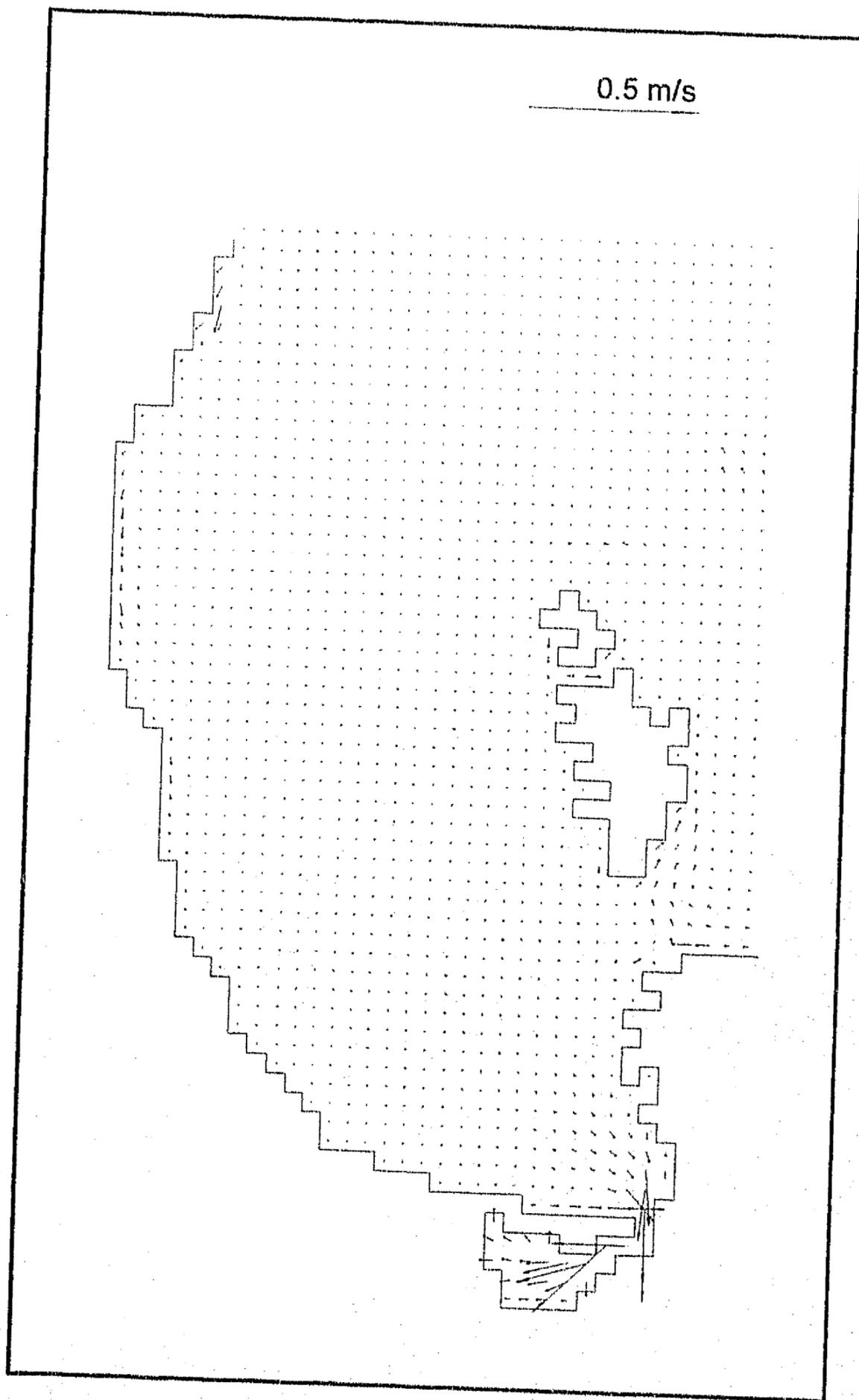


Fig. 7.11 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 3.

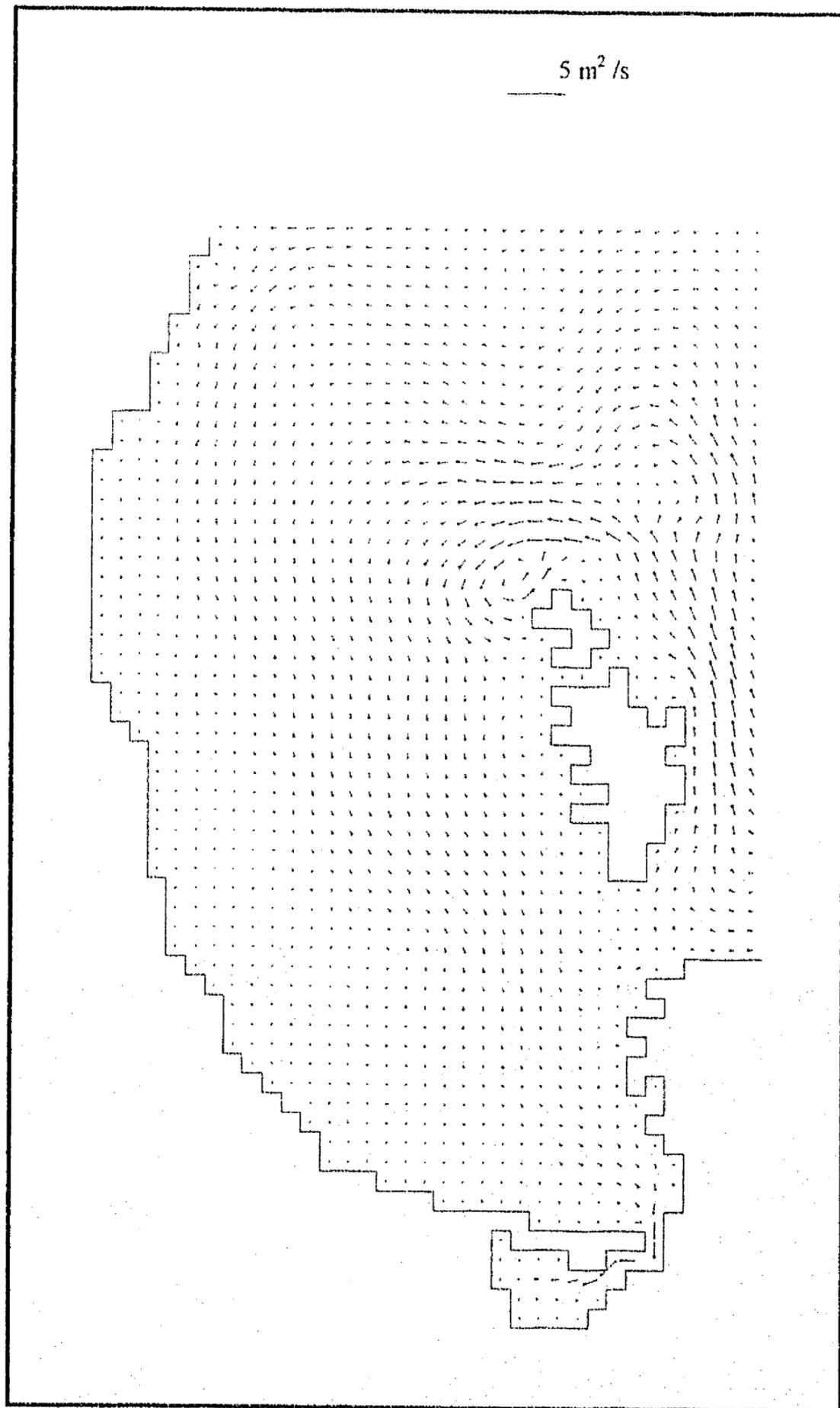


Fig. 7.12 Distribución de transporte inducido por la marea M_2 , octavo 3.

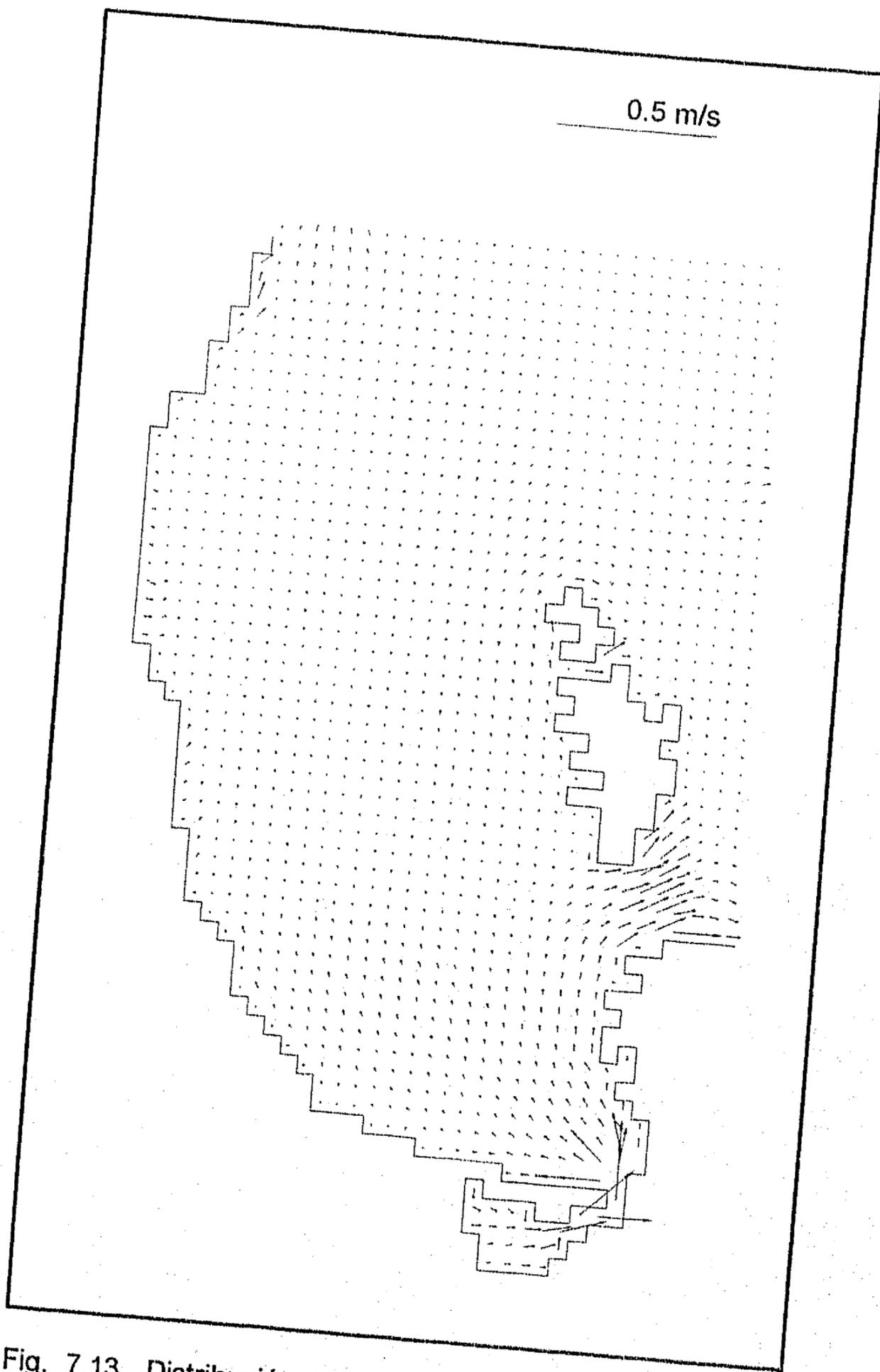


Fig. 7.13 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 4.

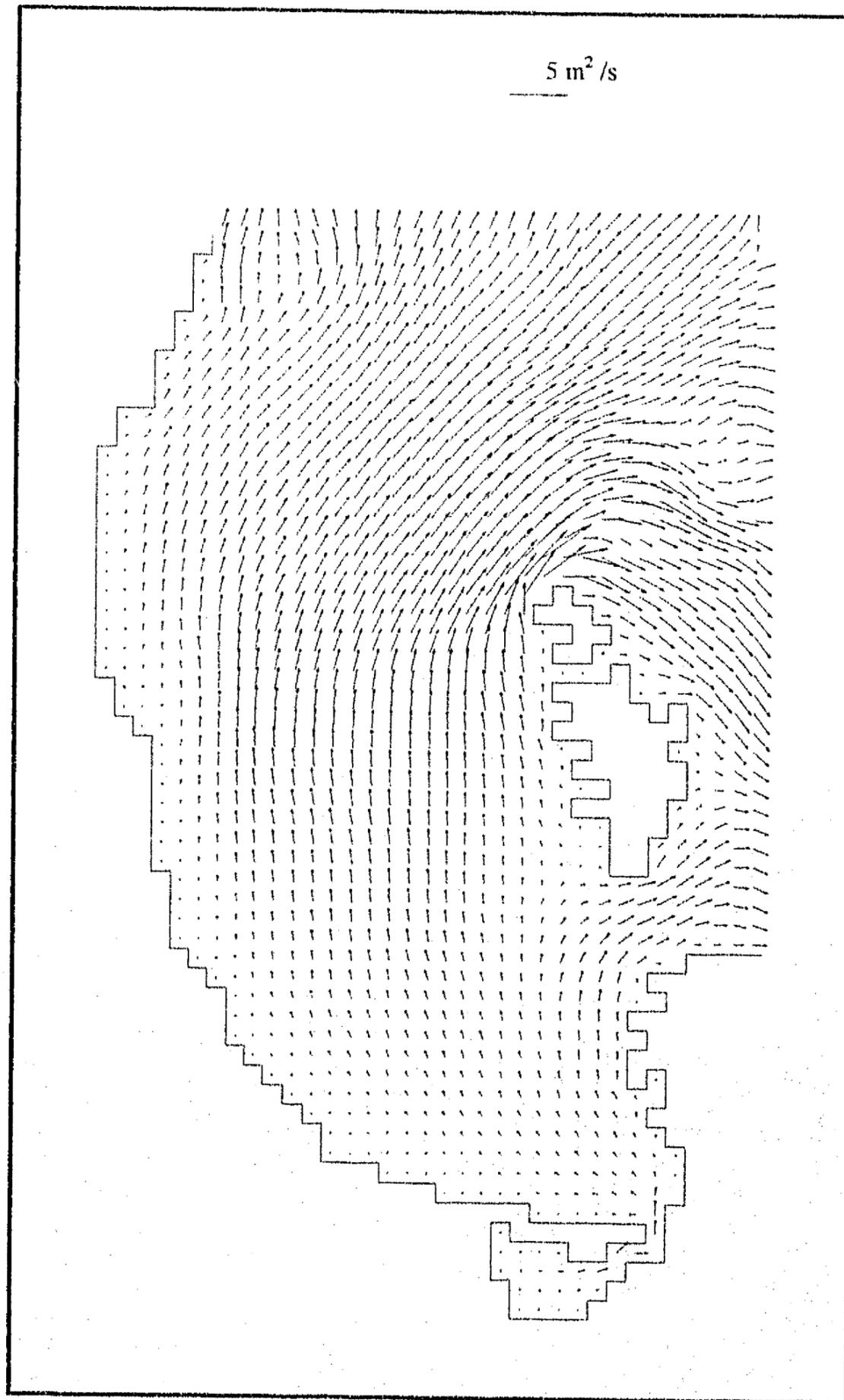


Fig. 7.14 Distribución de transporte inducido por marea M₂,
octavo 4.

En el quinto octavo del ciclo de marea se obtienen los máximos (de un período) en velocidad y transporte de salida (Fig. 7.15 y 7.16). El patrón de circulación es hacia el norte y noreste, saliendo agua de la bahía por todas las fronteras abiertas.

En el sexto octavo comienza a disminuir la intensidad de la corriente (Fig. 7.17 y 7.18), manteniendo la misma dirección que en el caso anterior.

Al séptimo octavo del ciclo de marea, la velocidad y el transporte han disminuído consideravlemente (Fig. 7.19 y 7.20); esto se debe fundamentalmente a que al producirse un cambio de dirección, se presenta una disminución de la velocidad. Se puede ver la formación de giros en la parte norte de las islas. Por otro lado, se puede ver de la Fig. (7.19) cómo el agua en el Canal San Lorenzo gira en la entrada sin introducirse a la bahía.

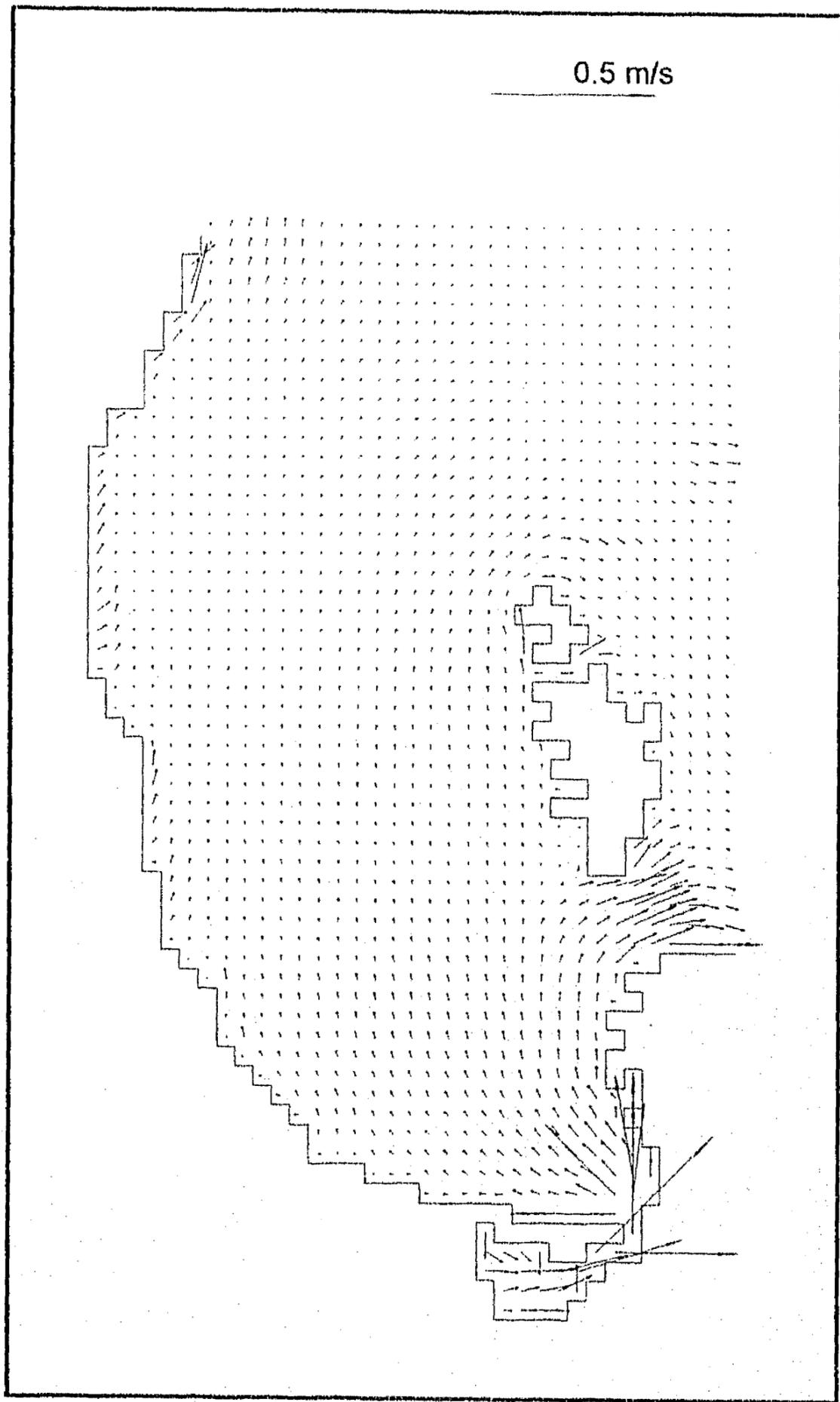


Fig. 7.15 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 5.

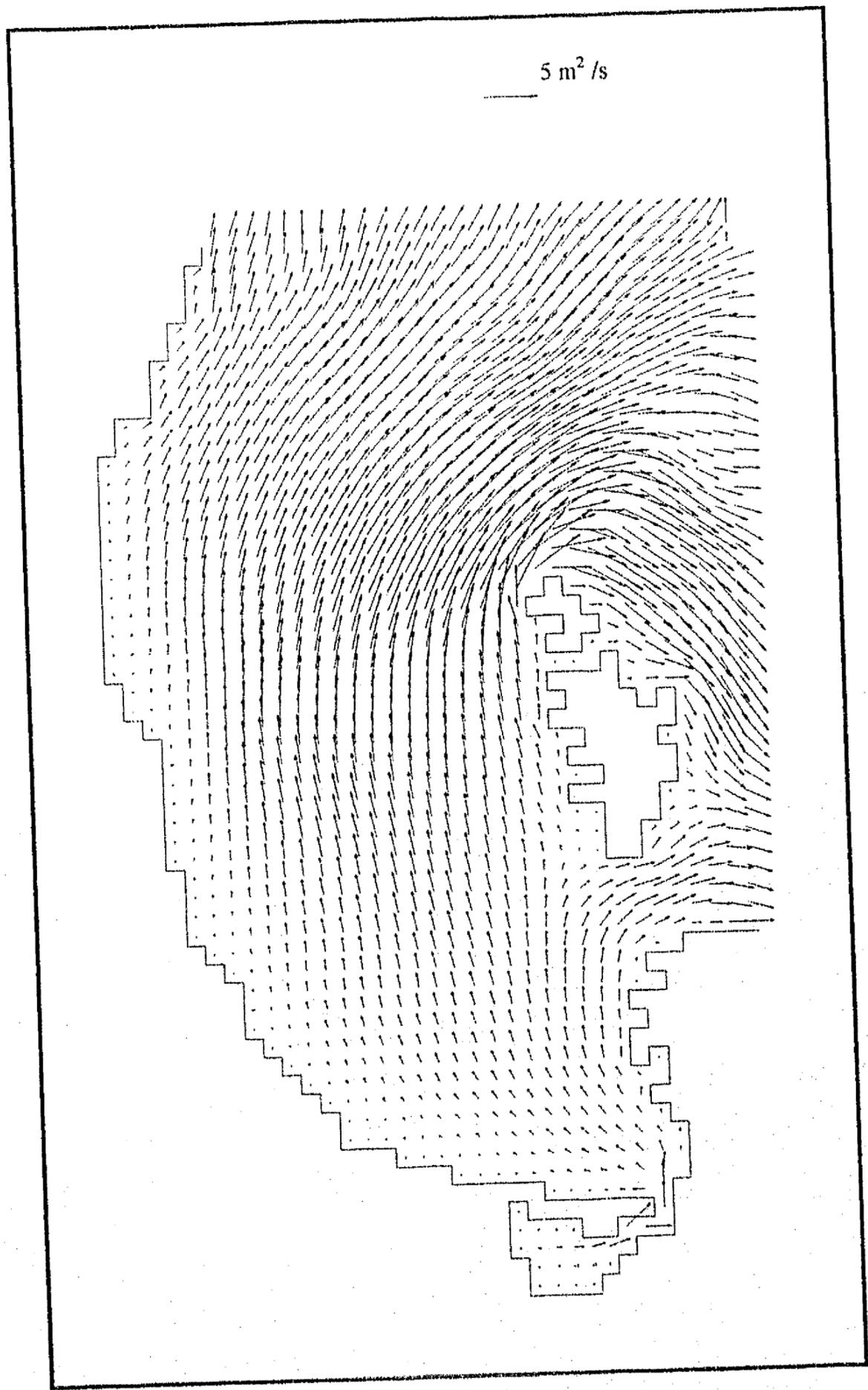


Fig. 7.16 Distribución de transporte inducido por marea M₂,
octavo 5.

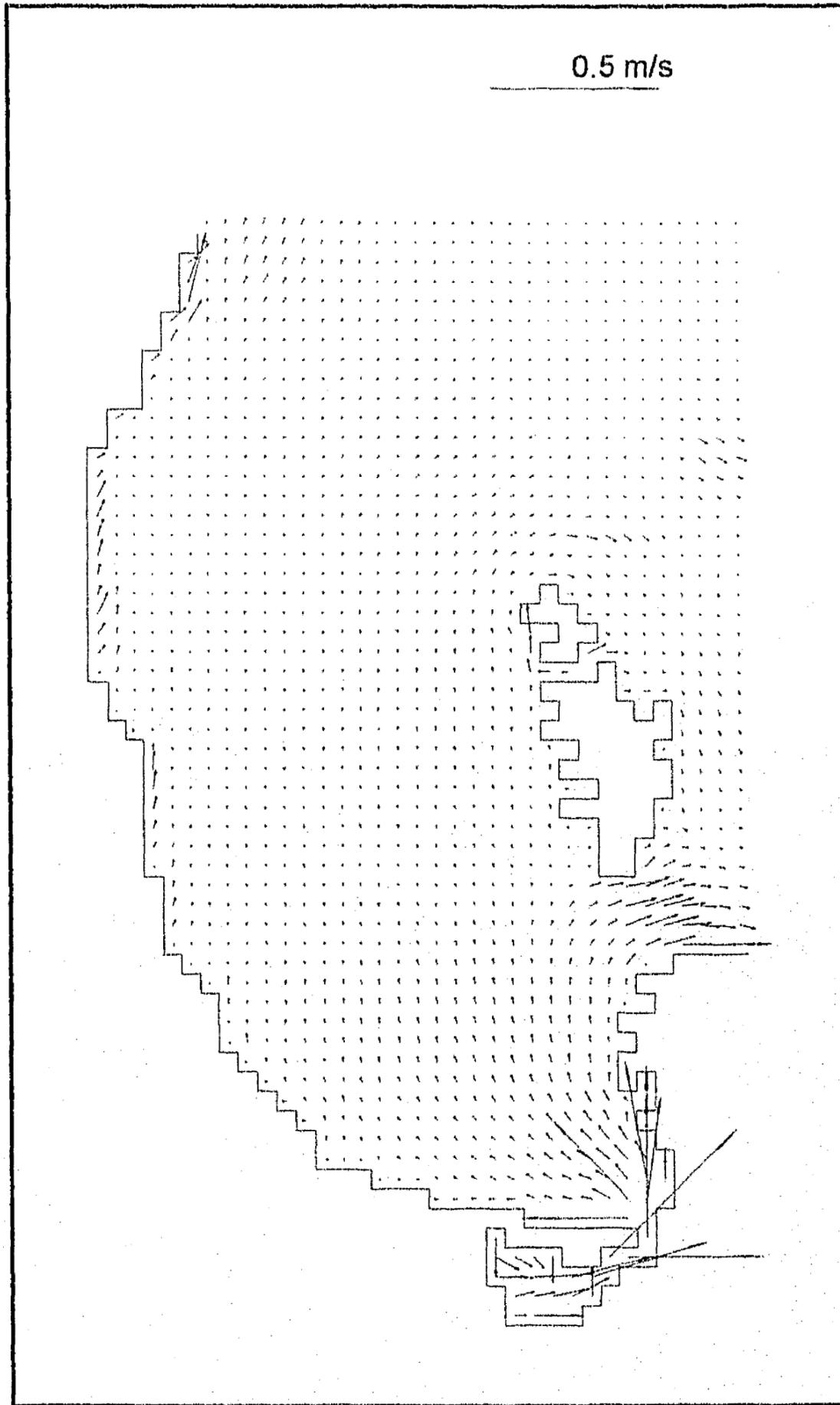


Fig. 7.17 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 6.

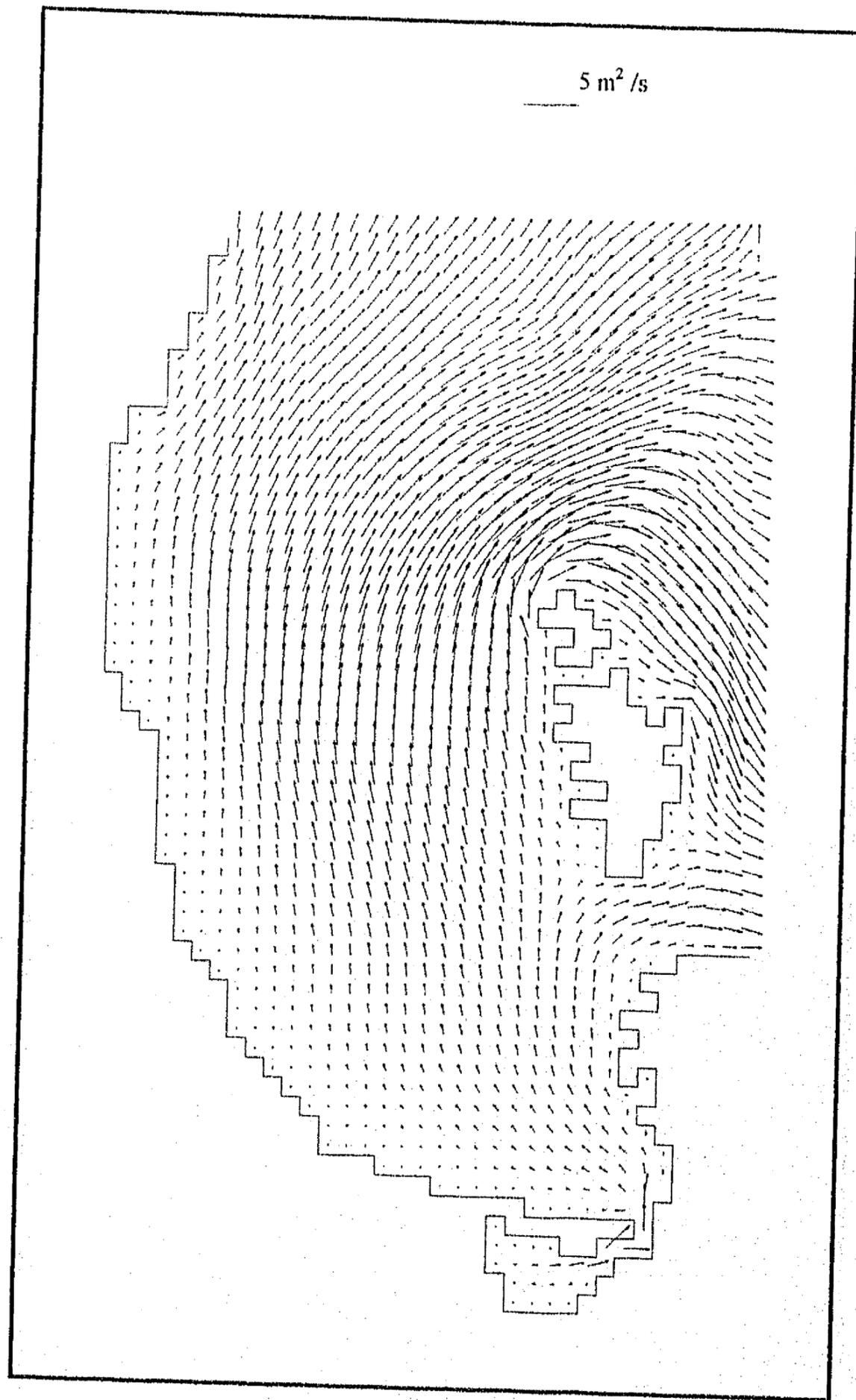


Fig. 7.18 Distribución de transporte inducido por marea M₂, octavo 6.

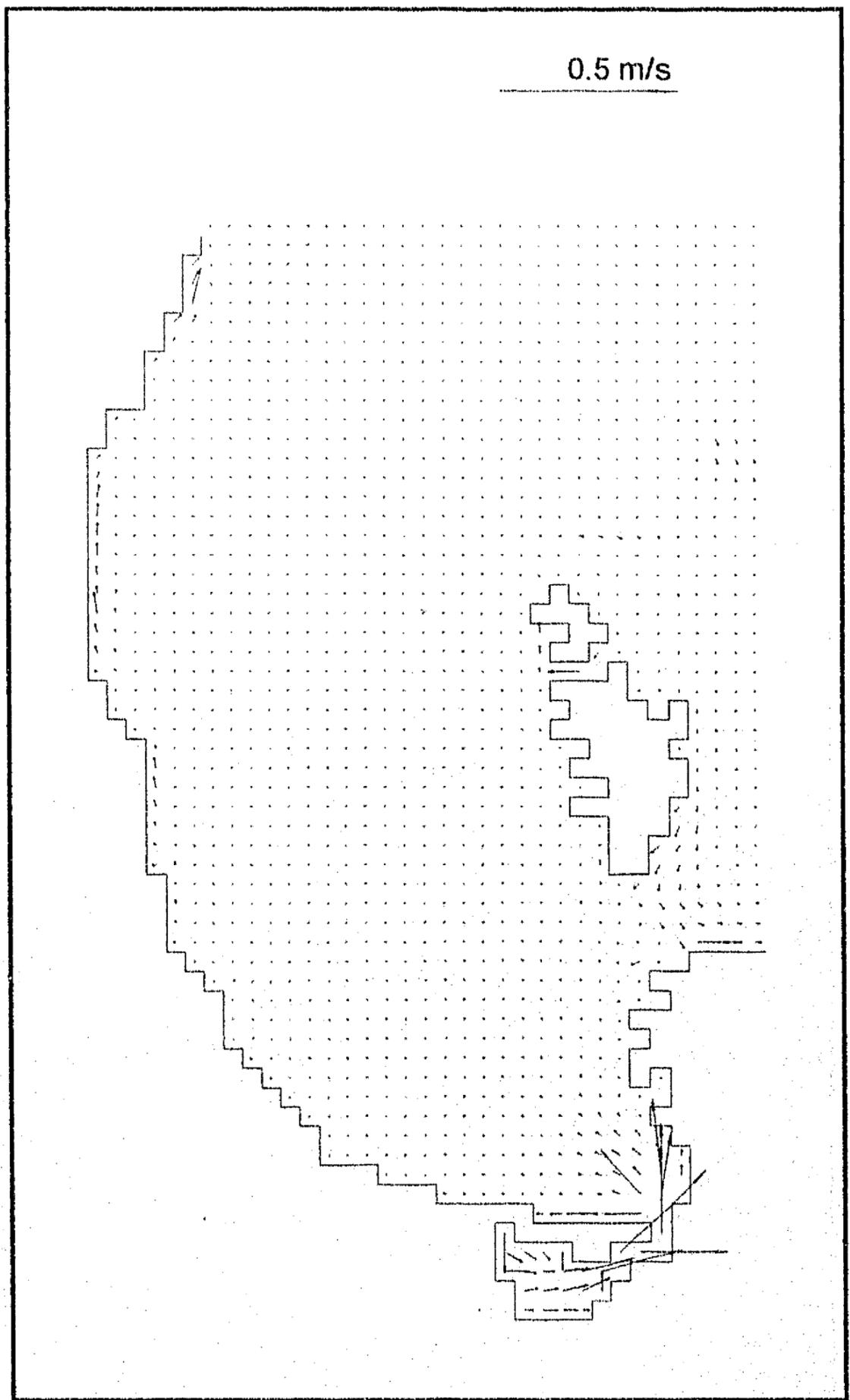


Fig. 7.19 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 7.

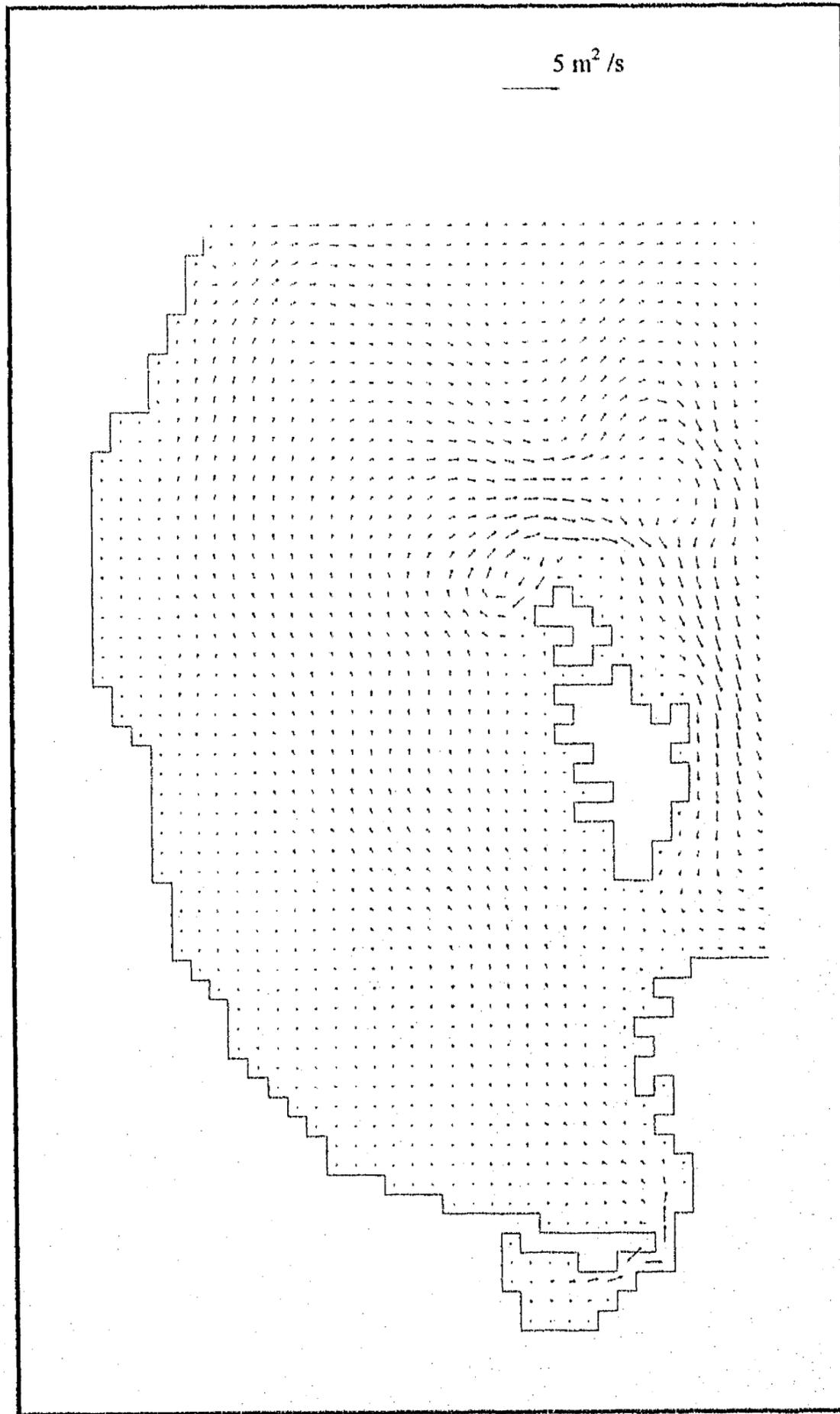


Fig. 7.20 Distribución de transporte inducido por marea M_2 , octavo 7.

Finalmente, en el último octavo del período M_2 se inicia el flujo (Fig. 7.21 y 7.22), presentando un patrón de circulación similar al del primer octavo, en el que se inicia de nuevo el ciclo de marea; las velocidades son menores en el octavo 8, pues en el primer octavo ya se encuentra más desarrollado el flujo.

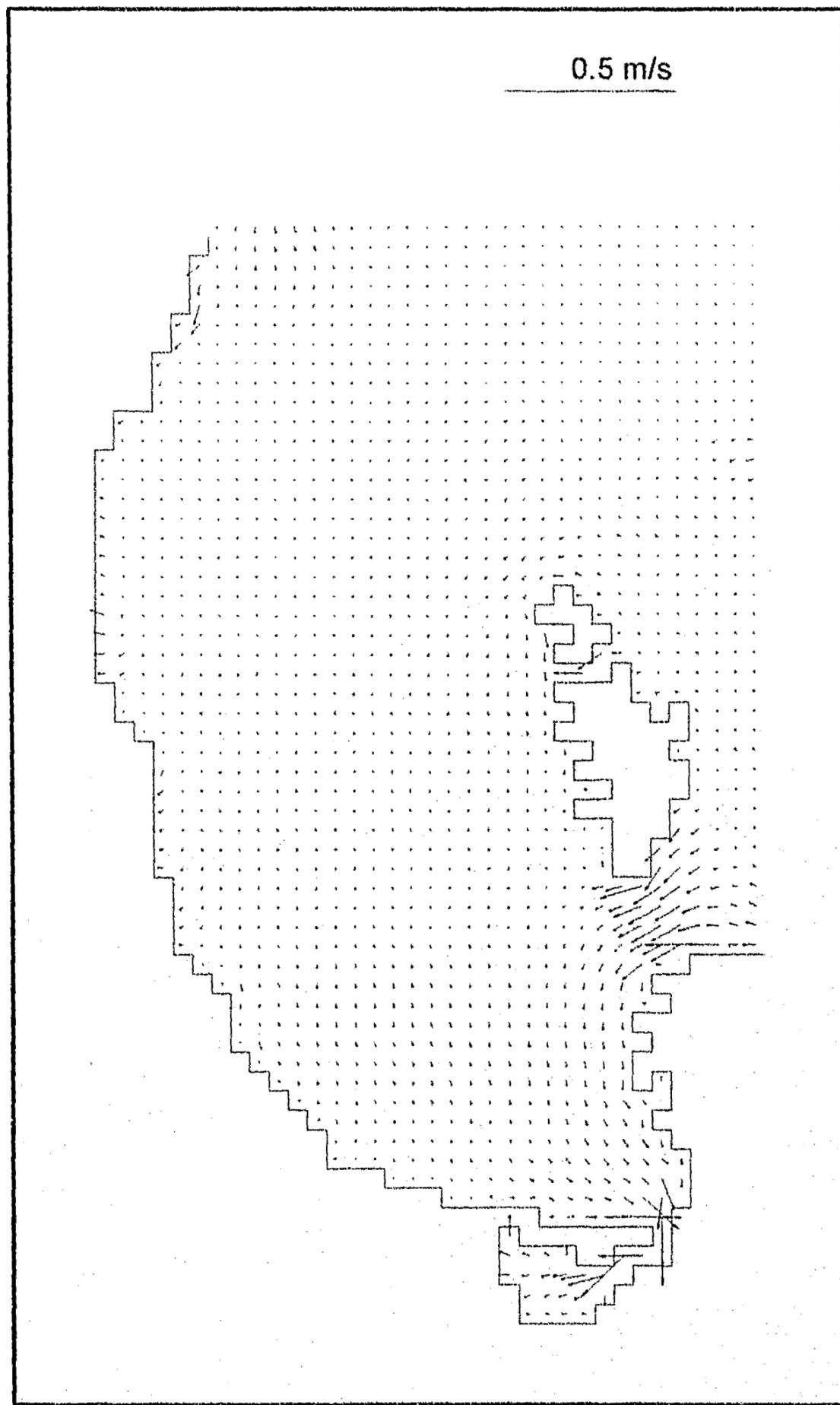


Fig. 7.21 Distribución de velocidad inducida por la marea M_2 , octavo 8.

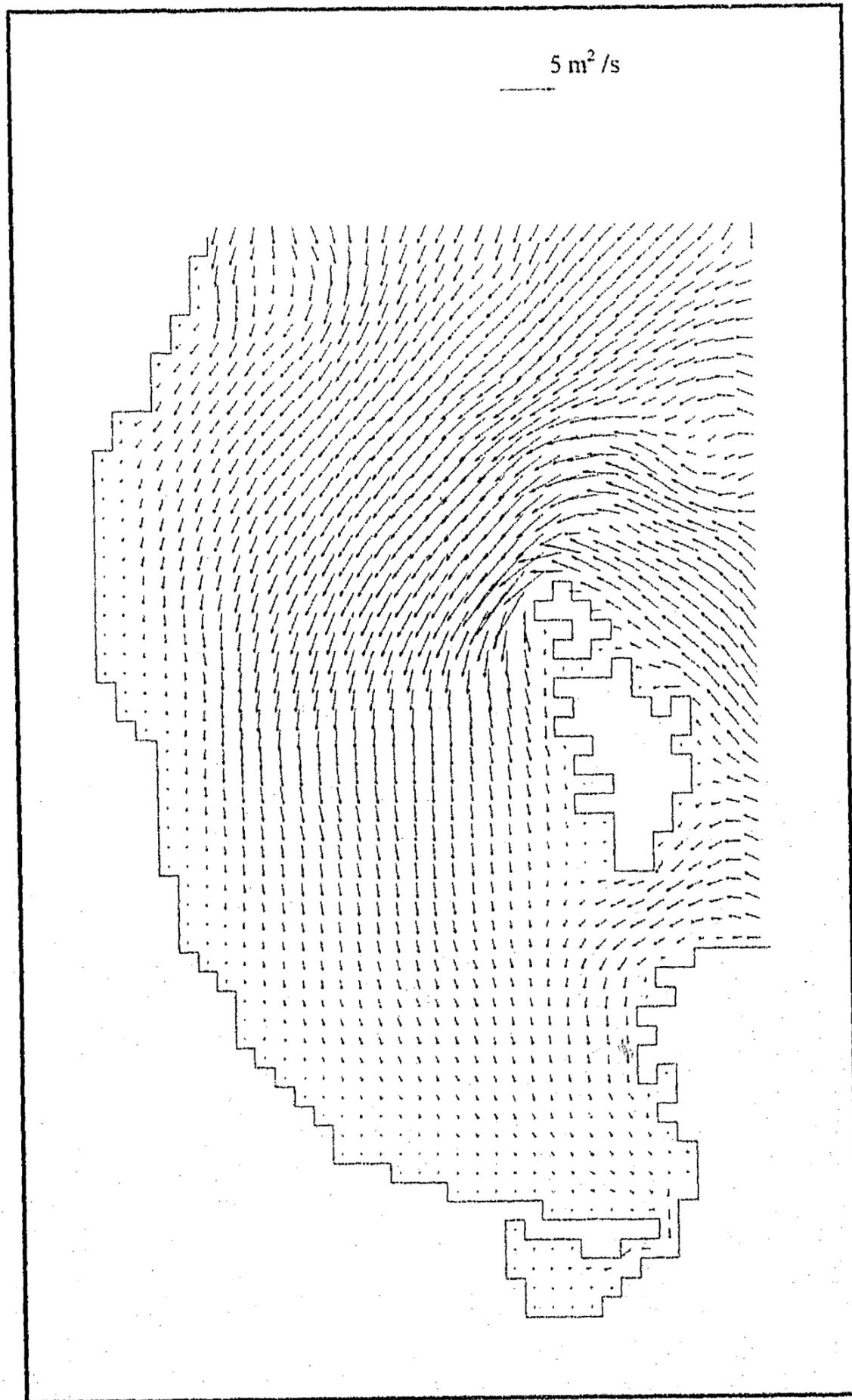


Fig. 7.22 Distribución de transporte inducido por marea M₂, octavo 8.

CAPITULO VIII

DISCUSIONES

La bahía es, fuertemente homogénea en densidad, con una variación máxima de $\Delta\sigma_t = 1.5 \text{ Kg m}^{-3}$, las isopicnas y las isobatas son paralelas y por consiguiente, el sistema se comporta de una forma barotrópica.

Las temperaturas son prácticamente iguales horizontalmente y en la vertical varían desde 20°C en la superficie hasta 10°C en el fondo; la salinidad se comporta de manera muy similar a la temperatura, pero solo muestra una diferencia de 1 ups.

La columna de agua es estable en toda la bahía, excepto en la parte sureste que está cerca de la comunicación entre la bahía y la laguna costera.

En la sección oceanográfica, o transecto, de la Boca Grande (Fig. 1.2), se presenta una termoclina bien marcada alrededor de los 40 m de profundidad y la forma del perfil de temperatura es típico, con su capa de mezcla de 0 a 40 m, causada por el efecto persistente de los vientos del noroeste que producen oleaje durante todo el invierno; la disminución de temperatura que presenta la capa inferior es gradual y coincide con lo esperado.

No se han registrado salinidades superiores a 34.95 ups, excepto en el área de comunicación entre la Bahía de La Paz y la Ensenada de La Paz, es decir, en la estación 20 (Fig. 5.19), cuya localización se puede ver en la Fig. 1.2; por lo tanto,

como no hay salinidades superiores a 35 ups, con temperaturas bajas, se deduce que los valores obtenidos no coinciden con los del Agua del Golfo de California, ya que esta agua se genera en invierno en el Alto Golfo (después de haber sido sometida a evaporación todo el año y después a enfriamiento) y escurre hasta alcanzar su nivel de estabilidad en densidad; esta agua es única en el Pacífico. Por el contrario, en los diagramas de distribución horizontal a 100m de profundidad se observa un fuerte gradiente sobre el umbral de la Boca Grande, presentando una diferencia entre las aguas de la bahía y el Agua del Golfo de California, lo que significa que esta masa de agua no estuvo presente en el invierno de 1994, sin embargo, hay evidencias de que sí estuvo presente en otras ocasiones, específicamente en el verano de 1992 (Jiménez *et al*, 1994); ya que en las gráficas de esa publicación, en la estación 7, en el transecto Lobera-Bahía Coyote, a 100 m de profundidad, la temperatura era de 15.8°C y la salinidad, 35.4, acompañada de inestabilidades desde la superficie hasta 100 m, lo cual es característico de una intrusión de esa masa de agua.

El perfil vertical de salinidad es muy similar al de la temperatura y la profundidad de la haloclina coincide con la de la termoclina, sin embargo, las diferencias son pequeñas, ya que en la superficie presenta valores de 34.90 ups y en el fondo de 34.55 ups. Esta diferencia pequeña en el perfil de salinidad atestigua a la homogeneidad del sistema y da otra evidencia de la condición barotrópica del mismo.

La densidad presenta una capa de mezcla con $\sigma_t = 24.65 \text{ kg m}^{-3}$. La forma de este perfil es similar a la de los perfiles de temperatura y de salinidad; la picnoclina está bien marcada y la columna se mantiene estable, ya que la reducción de salinidad es ampliamente compensada por la disminución de la temperatura.

En las estaciones 1, 10 y 11, que se encuentran cercanas a Isla Partida, se presentan circunstancias particulares; en la estación 1 se observa un cambio brusco en temperatura a los 70 m, que es un aumento seguido de una disminución, después de la cual, continúa el perfil normal, esto se refleja en el diagrama T-S; en las estaciones 10 y 11, en la parte inferior de la gráfica una curva que indica un aumento de salinidad cerca del fondo y se refleja en los diagramas T-S de ambas; estos tres cambios en las gráficas y la cercanía del Golfo de California, parecen indicar una intrusión de agua ligeramente distinta, ya que la salinidad es de 34.9 ups y la temperatura es de 18 °C a 52 m de profundidad; cabe hacer notar que este aumento en salinidad solo se presenta en estas tres estaciones y no se ve en el resto de la bahía, excepto en la estación 19, que se discutirá mas adelante, además estas tres estaciones están alineadas a partir de la Lobera, siguiendo la costa de las islas Partida y Espíritu Santo, lo que parece indicar que efectivamente se trata de una intrusión..

La capa de mezcla está mejor formada en la parte profunda y en el centro de la bahía, pero en las zonas con profundidad menor a 100 m está mas difusa.

En general, en la parte superficial de la capa de mezcla se observa un pequeño aumento en temperatura y en salinidad, el primero debido a calentamiento y el segundo debido a evaporación, lo que implica un efecto del viento mas cálido y seco sobre la superficie.

Los perfiles de temperatura y salinidad son muy parecidos en toda la bahía, las diferencias estriban básicamente en que, en las zonas someras, no se presenta completa la termoclina y la capa subsuperficial por no haber profundidad suficiente.

Las estaciones 19 y 20 se encuentran en la parte mas interna de la bahía y están influenciadas por la laguna costera; la 19 presenta un aumento de salinidad cerca del fondo, que se puede explicar por el refluo de la Ensenada de La Paz, que es una cuenca de evaporación, con aguas mas densas que descargan por el fondo. Sin embargo, es interesante hacer notar que en ambas, en el diagrama de densidad se presenta una inestabilidad de la capa de agua superficial (de 0 a 6 metros), que coincide con la profundidad de los canales de comunicación entre la bahía y la laguna costera, uno circula paralelo a la costa desde la boca de la Ensenada de La Paz hasta Punta Prieta y el otro, paralelo al Mogote hasta la punta de éste.

La estación 20 (Fig. 5.19) presenta los perfiles de temperatura y de salinidad completamente invertidos, aumentando desde la superficie hacia en fondo, lo cual indica que el agua mas caliente, mas salina y mas densa descarga por el fondo, presentando una circulación característica de una laguna costera, lo cual se puede observar mediante un cambio brusco de pendiente en el diagrama T-S, que indica una intrusión de agua de la Ensenada de La Paz (ligeramente distinta) en el agua de la bahía, sin embargo, el rango de variación es muy pequeño, 0.5 °C, 0.06 ups y 0.05 kg m⁻³.

Los diagramas acumulativos (Fig. 5.20) muestran que los perfiles verticales de temperatura, salinidad y densidad son muy similares en toda la bahía. La mayor dispersión se da en la termoclina, haloclina y piconclina.

En el diagrama acumulativo de temperatura se ve el comportamiento atípico de la estación 20, la cual se encuentra en la boca del canal de navegación, al sur de Punta Prieta y por lo tanto, es la que muestra la mayor influencia de la laguna costera. Es especialmente notable que a partir de los 150 m y hasta el fondo, presente

prácticamente una sola línea, indicando la fuerte homogeneización de la bahía. Solo dos perfiles se separan un poco de la tendencia general, al mostrar una temperatura un poco menor a la profundidad de la termoclina.

El diagrama acumulativo de salinidad es muy similar al de temperatura y tiene un poco más de variabilidad. Se observa también la estación 20 arriba de la tendencia general y dos partes de perfiles de salinidad por debajo.

El diagrama acumulativo de densidad muestra la menor dispersión en la capa profunda, un poco de variabilidad en la piconclina y solo un perfil se separa un poco del comportamiento global. En general se observa que la densidad siempre aumenta con la profundidad y la columna de agua es estable en toda la bahía.

El diagrama acumulativo de puntos T-S (Fig. 5.21) presenta, en el comportamiento general, un rango de 0.6 ups y de 10°C, con una agrupación prácticamente lineal, lo cual implica que no hay masas de agua diferentes y que en general, en la Bahía de La Paz, al disminuir la temperatura disminuye la salinidad.

La distribución horizontal de temperatura a 25 m (isotermas) sugiere una intrusión de agua superficial, proveniente del Golfo de California, por el sur de la boca grande, siguiendo la isoterma 19.50 hacia el interior de la bahía. Esto coincide con el patrón de circulación de flujo de la marea, pronosticado por el modelo numérico (Fig. 7.8). También se observa un núcleo al norte de Isla Partida.

En las isotermas de 100 m de profundidad (Fig. 5.23), se observa el gradiente máximo perpendicular a la boca grande y en el centro de la misma. Las líneas batimétricas, en el umbral de la Boca Grande, son paralelas a las de temperatura y lo

pronunciado del gradiente indica que tiende a haber una separación de las aguas de la bahía con las del golfo.

A 200 m (Fig. 5.24), las isotermas se agrupan alrededor de la cuenca mas profunda, lo cual es explicable al relacionarlo con los resultados del modelo numérico (Fig. 7.9), que indican que en todo momento, las corrientes de menor intensidad son las que se encuentran sobre la parte mas profunda de la bahía.

Las tres gráficas de distribuciones horizontales de salinidad (Figs. 5.25, 5.26, 5.27) presentan rasgos que se asemejan grandemente a las distribuciones horizontales de temperatura, y por lo tanto refuerzan las explicaciones dadas en la discusión de las isotermas, ya que a 25 m también sugiere una influencia de agua superficial proveniente del golfo, a 100m una separación de las aguas con un fuerte gradiente y a 200m un núcleo alrededor de la parte mas profunda de la cuenca.

En las observaciones hechas en la parte central del Golfo de California (Ripa y Marinone, 1988) la variación de la temperatura durante el año la resumen así: en enero 15.8°C, en febrero 15.4°C, en marzo 15.0°C se presenta la mínima y coincide con el valor reportado por (Emilsson y Alatorre, 1980) y el máximo se encuentra en septiembre 20.0°C.

En el Alto Golfo, el agua abajo de 25m es mas o menos homogénea, con una salinidad en invierno y en la superficie de 35.3 ups hasta alcanzar 35.57 en el fondo (200m); la temperatura varía en el rango 15°C +/- 0.4; todas estas consideraciones son válidas para latitudes superiores a 30.5 norte, aunque el Agua del Golfo de California se puede ser identificada, en invierno (Lavin *et al*, 1995), con una salinidad de 35.25 en superficie, hasta 34.90 a 200m de profundidad, con un núcleo aproximadamente a

los 120 m con una salinidad entre 35.0 ups y 35.3 ups, lo cual también coincide con los valores reportados por (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979) en el Alto Golfo y por (Emilsson y Alatorre, 1980) entre Isla San José y Topolobampo.

Ha sido reportado un flujo de entrada de agua hacia el noreste de 1.16 Sverdrup ($1.16 \times 10^6 \text{ m}^3$) cercano a las costas de Sinaloa y otro de salida de 1.16 Sv cercano a las costas de Baja California, con características de Agua del Golfo de California ($>35\text{ups}$, 15°C , a 100m), pero es interesante observar una contra corriente hacia el noroeste cuyo límite occidental es la Isla San José y que coincide con datos de CIMACO IV, estación 16 (Emilsson y Alatorre, 1980); su flujo es de 0.14 Sv y su salinidad es de 34.8 ups; posiblemente sea ésta el agua que se observa en las imágenes de satélite (Figs. 6.3 y 6.5), penetrando por toda la margen occidental del golfo, junto a la costa de la península. El flujo hacia el norte, junto a la costa oriental de la península, hasta una latitud de 26.5°Nte. , también ha sido reportado por (Fernández-Barajas, *et al.*, 1994) a partir de datos del crucero PALEO VI.

Como la densidad depende de la temperatura y de la salinidad, no es extraño que las isopiecas también coincidan con las isotermas, presentando una estructura en forma de lengua (Fig. 5.28) que cruza la boca grande hasta el centro de la bahía y la isopieca 24.80 continúa hasta la parte mas interna de la bahía.

Las distribuciones horizontales reflejan también la homogeneidad del sistema, ya que los rangos son pequeños. En algunos casos, los diagramas de isolíneas dan la apariencia de existir algún giro, pues se observa un núcleo con un valor mayor o menor al resto de la superficie, pero esta situación solo es corroborable mediante el análisis de las figuras de transporte de agua impulsada por viento o por marea, o mediante una imagen de satélite de ese mismo día.

Los máximos gradientes verticales de temperatura (Fig. 5.31) tienen valores promedio de $-0.15 \text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.05 \text{ }^{\circ}\text{C}$; dichos valores indican barotropicidad del sistema. Los valores de los máximos gradientes de salinidad (Fig. 5.32) fluctúan en un pequeño rango ($-0.08 \pm 0.06 \text{ ups m}^{-1}$), lo cual también refleja barotropicidad. Los máximos gradientes verticales de densidad relativa (Fig. 5.33) presentan valores de σ_t que varían en un rango de $0.03 \pm 0.001 \text{ Kg m}^{-4}$, que también muestra barotropicidad.

La topografía de la termoclina (Fig. 5.34) presenta un valor de 45 m en casi toda la bahía, con un hundimiento a 55 m, cercano al centro de la bahía, en el centro del transecto Isla Espiritu Santo - San Juan de la Costa y levantamientos hacia las costas y zonas someras. Un hundimiento puede ser una evidencia de un giro anticiclónico y está reforzado con el hundimiento observado en la topografía de la picnoclina (Fig. 5.37), que refleja una distribución muy similar a la de la termoclina.

Las topografías de la termoclina, de la haloclina y de la picnoclina, (Figs. 5.34, 5.36 y 5.37, repectivamente) presentan estructuras mesoescales pares, en el noroeste de la bahía, en forma de tablero de ajedrez, que puede ser la evolución del campo de remolinos, como lo predice la teoría.

La frecuencia de Brunt-Väisälä y las corrientes geostróficas (menores a 10^{-5}) son fuertes indicadores del carácter barotrópico de la bahía.

Las series de tiempo de variables medidas con el correntómetro y sus sensores adicionales, indican que las corrientes medidas en el Canal San Lorenzo, o mas concretamente en El Pulguero (Fig. 5.37), muestran que la intensidad de la corriente, la temperatura, la salinidad y la densidad, tienen una periodicidad diurna y la marea,

semidiurna, lo que indica una correlación casi nula entre la marea y dichas fluctuaciones. Las gráficas de intensidad de la corriente y temperatura son muy similares entre sí y muestran una alta correlación, pero ambas tienen una correlación inversa con salinidad y densidad. La salinidad y la densidad presentan gráficas similares, en fase y con alta correlación.

Las gráficas de las series de tiempo de los correntómetros colocados en San Juan de la Costa también muestran una variación diurna. Es interesante notar la alta correlación entre dirección e intensidad de la corriente (Fig. 5.39 a) y que el rango de variación de la corriente es de solo 30° en el correntómetro colocado a 5 m de profundidad, con una media de 90° , lo que indica una velocidad hacia la costa, probablemente causada por el oleaje. La dirección de la corriente no oscila como sería de esperarse que lo hiciera con la influencia de la marea. El correntómetro instalado a 1.5m de profundidad sí presenta una variación semidiurna en la intensidad de la corriente, sin embargo, la dirección muestra mucho mayor variabilidad, pero una dominancia de la dirección 120° (sureste). La variación de temperatura en San Juan de la Costa es muy similar a la del Canal San Lorenzo. La correlación entre temperatura e intensidad de la corriente a 1.5 m es muy alta y entre temperatura e intensidad a 5 m, muy baja.

Los espectros de las series obtenidas de los correntómetros y sus sensores adicionales indican que la marea no es en este caso el modulador principal de las oscilaciones de temperatura y de corrientes. Los espectros (Fig. 5.40) muestran una periodicidad importante en la M2 en la marea (Fig. 5.40 c), sin embargo, en las demás series se observa el pico, pero su influencia es menor que la otras bandas de menor frecuencia (2,4), probablemente debidas al viento, que en la región muestra

periodicidades diurnas por efecto de brisa. Las variaciones de largo período se encuentran en la banda 1, que es la mayor.

Las imágenes de satélite resultaron ser herramientas fundamentales para observar de una manera sinóptica las estructuras mesoescalares de una región oceánica y tener una cobertura de 512 x 512 km con una resolución de 1 km por pixel, lo que permite conocer el entorno oceánico en el que se encuentra la región de estudio y permite observar fenómenos que sucedieron en otras fechas, para ubicarlos temporalmente.

La Corriente de California es un flujo fundamentalmente turbulento, lo que se comprueba al observar las inestabilidades que dan lugar a remolinos como el que se ve en la imagen del 15 de julio de 1995 (Fig. 6.1), a 250 km al oeste de Cabo San Lucas, con núcleo caliente, junto a otro con núcleo frío entre éste y la punta de la península de Baja California. Sin embargo, también se observa una surgencia intensa al sureste de Bahía Magdalena. En el recorte de la Bahía de La Paz, para esta misma fecha (fig. 6.2) se observó cierta homogeneidad, salvo que en la región central hubo una temperatura un grado mayor y cerca de Canal San Lorenzo un grado menor. En el Golfo de California se observa un campo de inestabilidades, que resaltan más en la imagen del 16 de julio de 1995 (Fig. 6.3), al cambiar la paleta de colores; de sureste a noroeste, una tiene núcleo frío, otra caliente y así sucesivamente. En el recorte (Fig. 6.4), se resalta la zona fría contigua a Canal San Lorenzo. Las corrientes en dicho canal son muy intensas y pueden ser un factor de mezcla que impulse agua fría a la superficie y hacia el interior de la bahía. El 17 de julio (Fig. 6.5) resaltan estas estructuras, pero es interesante notar que toda la costa de Baja California está más fría, seguramente debido a surgencias, y la de Sinaloa, más caliente que el centro del golfo; el área del Pacífico que se encuentra al oeste de la península, es mucho más fría que el

Golfo de California. En la Fig. 6.6 del mismo día 17, se observa el agua mas fría al sureste de la bahía, en comunicación con el Canal San Lorenzo.

El 25 de julio de 1994 (Fig. 6.7) se observa un pulso de agua caliente superficial que penetra hacia las aguas mas frías de la Corriente de California. Destaca el área fría alrededor de Bahía Magdalena y dentro del golfo, la parte mas fría sigue siendo la Bahía de La Paz. En el recorte (Fig. 6.8) se observa mas homogénea la bahía, salvo dos núcleos fríos que parecen coincidir con las estructuras pares observadas en las topografías de la termoclina, haloclina y picnoclina.

El 26 de julio (Fig. 6.9) se observa que la intrusión se desplazó hacia el noroeste, presentando un giro anticiclónico al oeste de Cabo San Lucas, pero es especialmente interesante resaltar el par de remolinos que se encuentran al sureste de la península, seguramente debidos a la inestabilidad del fluido. La bahía (Fig. 6.10) es la parte mas fría del golfo y se encuentra mas homogénea. Comparando la Fig. 6.9 con la Fig. 6.11, de un día después, se puede suponer que se está formando una estructura par (como hongo) al sur de Bahía Magdalena y al oeste del remolino mencionado junto a Cabo San Lucas, este remolino presenta temperaturas menores que en la Fig. 6.9 y parece haber causado una surgencia justo en Cabo San Lucas. En la Fig. 6.12, el área mas fría es Canal Cerralvo y parece afectar a la entrada de la bahía.

El 21 de mayo de 1995 (Fig. 6.13) la cobertura es mayor y se observa que el agua caliente ($>26^{\circ}\text{C}$) alcanza hasta Bahía Concepción. El frente de Cabo San Lucas parece haberse roto al sur de san José del Cabo y penetrado hasta las costas de Sinaloa, en donde se forma un remolino ciclónico. Toda la costa oeste de la península presenta las aguas mas frías y la Bahía de La Paz, de las mas calientes; en el recorte (Fig. 6.14) se observa caliente toda la bahía excepto en el área de influencia de sus bocas.

El 22 de mayo se cambió ligeramente la paleta de colores para resaltar el frente de Cabo San Lucas y una estructura par formada por un remolino ciclónico y otro anticiclónico en la entrada del golfo. El frente parece volver a tomar fuerza, lo que se confirma al día siguiente (Fig. 6.17) el día 23, lo cual indica que este tipo de procesos son muy dinámicos y que su duración es del orden de 5 días. En el recorte (Fig. 6.18) la bahía está completamente homogénea a 26°C.

El 25 de mayo (Fig. 6.19), el frente avanzó alrededor de 15 km hacia el este y se ve una inestabilidad que indica que está a punto de romperse, lo cual se confirma en la imagen del 29 de mayo (Fig. 6.21) en la que se observa una corriente de chorro que avanzó cerca de 100 km en 4 días (1 km/h = 2 nudos), lo cual intensifica el remolino ciclónico que abarca todo lo ancho del sur del Golfo de California. Si la velocidad se conservara, el periodo de giro sería del orden de un mes. Los remolinos ciclónicos del Golfo de California fueron observados en el parte central del golfo en marzo de 1985 (Bray, 1988), en los que había dispersión de agua que emergía por convección, formando un núcleo de alta salinidad; en la distribución horizontal de temperatura había un mínimo y en la distribución vertical, las isotermas se curvaban hacia arriba marcando en centro del remolino (Bray y Robles, 1990).

El los recortes de la Bahía de La Paz, muestran un descenso de la temperatura superficial, el día 25 alcanza 27°C, el 29 incluso alcanza 28°C en la parte central y el 30 disminuye hasta 24°C y cerca del Canal San Lorenzo hasta 23°C, aumentando el área de 23°C para el día 31, por lo cual se puede observar que las intrusiones de agua de la Corriente de California y mas concretamente, la formación del remolino, afectan a la Bahía de La Paz y por lo tanto, son procesos que deben ser tomados en cuenta para su estudio.

Para el 2 de junio (Fig. 6.27) la cobertura de nubes impidió registrar la temperatura superficial del mar en el golfo y por lo tanto, hacer un seguimiento del remolino hasta su desaparición, sin embargo, todavía hay remanentes del remolino del oeste de Cabo San Lucas y de la estructura par (hongo). El frente se observa en ángulo y la evolución temporal del mismo indica una oscilación del mismo, el cual, cuando se defleca demasiado, se rompe hacia un lado, se vuelve a formar, se defleca hacia el lado contrario y se rompe, formando remolinos a ambos lados.

El 12 de agosto de 1995 (Fig. 6.29) se observa una intrusión de las aguas de la Corriente de California hacia el golfo, contigua a la costa este de la península, la cual alcanza a la Bahía de La Paz, a través de Canal Cerralvo y de Canal San Lorenzo. Del gran remolino queda poca evidencia, las aguas calientes se repliegan hacia Sinaloa y el frente se debilita. Casi un mes después, el 10 de septiembre (Fig. 6.31), ya no hay rastros del frente de Cabo San Lucas y aparecen nuevos remolinos en formación al oeste de la península.

Cabe hacer notar que en todas las imágenes, el agua mas fría se encuentra al sur de Bahía Magdalena, que pueden ser surgencias causadas por efecto batimétrico y por la configuración de la costa.

Una de las características interesantes de los resultados, es que la bahía siempre presentó temperaturas mas bajas que las aguas de la parte externa; y en general, se observó que en el sur del Golfo de California, el agua de la parte occidental siempre fue mas fría que el agua de la parte oriental; esto coincide con lo reportado por (Fernández-Barajas *et al*, 1994); pero esto parece ir en contra del concepto generalizado de la existencia de un giro ciclónico permanente en la boca del golfo.

p. ej. (Emilsson y Alatorre, 1980). Si se tuviera un giro ciclónico al fin del invierno de 1994, el agua entraría al golfo por la parte este y saldría por el oeste; en este caso no se produciría la entrada de agua fría que alcanzó a llegar a la Bahía de La Paz.

La marea es uno de los dos mecanismos de forzamiento mas importantes que impulsan la dinámica de la bahía, lo cual se ha corroborado al medir las corrientes de marea y al simularlas en el modelo numérico, sin embargo, a pesar del gran volúmen que se mueve al cooscilar la bahía con el Golfo de California, en ocasiones en las partes poco profundas y en los canales, el viento produce corrientes mas intensas que las de marea y llegan a dominar el patrón de circulación.

El patrón de circulación, muestra la existencia de una corriente intensa paralela a la costa occidental de la bahía; esta corriente puede ser el mecanismo de transporte de sedimentos hacia el sur, lo cual contribuiría al transporte litoral de la costa de la barra arenosa del Mogote, en su parte norte. La corriente litoral y el transporte de sedimentos hacia el sur, podrían resultar en un incremento del ancho de la barrera, debido a depositación de material en suspensión; pero esto solo sucedería si la velocidad disminuyera, y esto sucede con los vientos del norte, que impulsan corrientes mas intensas paralelas a las costas de la bahía, causando un punto de convergencia de corrientes al sur, frente a la parte mas delgada del Mogote.

En general, la parte mas profunda de la bahía presenta las corrientes menores y dada la alta productividad de esta cuenca, se favorece la formación de sedimentos laminados en esta parte de la bahía.

Al norte de los islotes de La Lobera se presenta el máximo espacial del transporte inducido por la marea. Al cambiar la dirección, la marea produce giros en la parte

norte de las islas. Este tipo de giros, inducidos por la marea, han sido estudiados ampliamente en otras regiones y corresponden al efecto de cizalle de la corriente horizontal con el borde de la costa; estos giros tienen implicaciones importantes para los organismos que habitan cerca de la región, de hecho en ese punto (La Lobera) se localiza una colonia de lobos marinos, los cuales parece que aprovechan el gran gasto o transporte de agua del sur de la boca grande y los giros observados, para cazar con un gasto menor de energía, o estarían en otro sitio con condiciones mas favorables. Esta hipótesis, que aunque no se comprueba en este trabajo, sería interesante plantearla a un grupo de investigadores de Mamíferos Marinos para trabajar en forma interdisciplinaria.

Aunque las velocidades de las corrientes son mayores en los canales que en el resto de la bahía, el transporte es mayor en la boca grande, por lo cual, la influencia del Mar de Cortés en la bahía, a través de esta boca, es mayor que la del Canal San Lorenzo.

Las topografías de la termoclina, de la haloclina y de la picnoclina sugieren una influencia del Golfo de California a través de la boca grande y presentan estructuras pares de hundimientos y levantamientos, similares a parejas de remolinos (ciclónico y anticiclónico) en campos turbulentos.

De las imágenes de satélite se pueden observar los procesos de mesoescala con mas detalle y con una cobertura mayor. La formación de giros, que es un proceso típico de esta escala, se observa en el Golfo de California y se desarrolla hacia el norte hasta cerca de las grandes islas, con giros ciclónicos y anticiclónicos intercalados.

Las imágenes de satélite permitieron evidenciar que existe una gran diferencia entre las masas de agua de la Corriente de California y la del Golfo de California, lo cual generó un frente muy marcado al sur de la punta de la Península al terminar la primavera de 1995; con el paso del tiempo este frente se va deflectando hasta que se produce un rompimiento, ocasionando una corriente de chorro que impulsa un gran giro ciclónico en la boca del golfo, tal como ha sido reportado, el cual evoluciona en un campo turbulento; éste es un proceso que aporta nutrientes al sistema, enriqueciendo las capas superiores al favorecer el desarrollo del plancton.

Otro proceso de mesoescala que se observa de las imágenes de satélite, son las áreas de surgencia, impulsadas por los vientos del noroeste, que durante el invierno se observan en la costa oeste de la península y en las costas de Sinaloa y Sonora; y durante el verano se observan en las costas orientales de la península. Todos estos procesos de mesoescala se producen, se desarrollan y desaparecen en pocos días, como se puede observar.

La influencia de la laguna costera Ensenada de La Paz, sobre la bahía es pequeña, pues el volumen que se intercambia, es mucho menor que el volumen de la bahía, sin embargo, se observa que esta laguna costera presenta una circulación termohalina característica de una cuenca de evaporación, pero su influencia en la densidad se detecta muy marcada solo en una pequeña capa muy cerca del fondo y solo en las estaciones 19 y 20, que son muy someras y que están muy cerca de los canales que comunican los dos cuerpos de agua. En las gráficas de temperatura y salinidad de la estación 20 se observa invertido el perfil, presentando la máxima temperatura y la máxima salinidad en la superficie y la mínima temperatura y salinidad en el fondo. El único lugar que presenta inestabilidad de la columna de agua es justamente en las estaciones 19 y 20, que están influenciadas por la descarga de la Ensenada de La Paz.

El patrón de circulación simulado por el modelo numérico, para corrientes impulsadas por viento del noroeste (Fig. 7.1), muestra una corriente costera que gira en sentido ciclónico, terminando en una corriente que impulsa agua hacia afuera de la bahía a través de Canal San Lorenzo, lo que resulta en el mecanismo mas importante de renovación neta de aguas superficiales de la bahía y por lo tanto sería una importante característica de la bahía para impulsar los posibles contaminantes flotantes hacia el exterior del sistema. Otro mecanismo importante es la fertilización de la bahía causada por el giro ciclónico semipermanente de invierno, impulsado por viento del noroeste, ya que un giro ciclónico causa divergencia superficial y surgencia.

El patrón de circulación de corrientes impulsadas por viento del noroeste se invierte con vientos del sureste, es decir, la dirección se conserva, pero se invierte el sentido, por lo cual, un viento del sureste causaría un giro anticiclónico centrado entre la punta sur de la Isla Espíritu Santo y San Juan de la Costa. Las gráficas de viento medidas en la bahía durante el muestreo (Fig. 5.35) indican una predominancia del viento del sureste. Las gráficas de corriente costera (Fig. 5.39 d) indican una media de 120°C (sureste). Un giro anticiclónico causaría una convergencia superficial y ésta causaría un hundimiento, que es lo que se observa exactamente en este sitio, un hundimiento de la termoclina y de la picnoclina, es decir, el muestreo se llevó a cabo al final del invierno y marca justamente el fin de las condiciones de invierno.

CAPITULO IX

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos se puede ver que no hay diferentes masas de agua en la bahía.

El sistema es homogéneo en densidad y se comporta de una forma barotrópica.

La columna de agua es estable en toda la bahía, excepto junto a la laguna costera.

La marea es uno de los dos mecanismos de forzamiento mas importantes que impulsan la dinámica de la bahía y el patrón de circulación, mostrado en flujo y reflujos por el modelo numérico, extiende los resultados de los corrientómetros y presenta de forma integral el comportamiento hidrodinámico principal de la bahía.

En la Boca Grande, la capa de mezcla está bien marcada debido a la mezcla por oleaje y los perfiles muestran un comportamiento típico. Los rasgos disminuyen hacia el interior de la bahía y hacia las partes someras.

En el sur del Golfo de California, el agua de la parte oeste, siempre fue mas fría que el agua del este y en la Bahía de La Paz, el agua mas fría se encuentra alrededor del Canal San Lorenzo.

No existe evidencia en los datos de que el Agua del Golfo de California, generada en el Alto Golfo, haya penetrado a la Bahía de La Paz en invierno de 1994, pero sí hay rasgos de ésta en verano de 1992. Esto no quiere decir que no haya intercambio entre la bahía y el golfo, sí hay, y hay una evidencia a 70 m en Boca

Grande y cerca de las islas, pero el agua que entra a la bahía no es exactamente Agua del Golfo de California. La intrusión se observa en la distribución de isotermas a 25m.

La Ensenada de La Paz muestra su influencia en las estaciones 19 y 20, contiguas, una, a la boca del canal costero del sur del Mogote y otra, a la boca del canal de navegación de La Paz (sur de Punta Prieta); en ellas se invierte la forma de los perfiles de temperatura y salinidad, y se observa en la gráfica de densidad, inestabilidad en la columna de agua.

El flujo hacia el norte de agua mas fria que el resto del golfo, que se reporta adyacente a la costa oriental de la península, se observa en las imágenes de satélite, ya que siempre el agua de la parte occidental del golfo resultó mas fría que la de la parte oriental.

Se observan surgencias en verano en la costa oriental de Baja California y en invierno en las costas occidentales de la península y en las costas de Sinaloa y Sonora.

El frente de Cabo San Lucas oscila y en la deflección máxima hacia el oeste, revienta causando flujos inestables que forman remolinos, lo mismo ocurre al deflectarse el frente hacia el este, pero la corriente es muy intensa y la corriente de chorro impulsa un remolino ciclónico que alcanza su máximo el 30 de mayo de 1995, sin embargo, esto no se observó en el invierno, sino en primavera.

Cuando el viento es persistente e intenso (mayor o igual a 7 m/s) impulsa corrientes en las zonas poco profundas y principalmente en los canales; dichas corrientes alcanzan velocidades superiores a las de marea y llegan a dominar el patrón de circulación.

El patrón de circulación de corrientes impulsadas por el viento del noroeste mostró la existencia de una corriente intensa paralela a la costa occidental de la bahía y un giro ciclónico en la parte central que produce surgencias durante el invierno.

Las corrientes con menor intensidad se presentan en la parte mas profunda de la bahía.

El máximo espacial del transporte inducido por la marea se presenta al norte de La Lobera.

Tanto las topografías de las variables hidrológicas, como el modelo numérico indican la presencia de giros al noroeste de La Lobera.

La influencia del Mar de Cortés en la bahía, a través de la Boca Grande, es mayor que la del Canal San Lorenzo, debido a que el gasto (transporte) de dicha sección transversal es mucho mayor.

Las mediciones de viento en el área muestran una predominancia de los vientos del sureste. El patrón de corrientes del noroeste pronostica un giro ciclónico en el centro de la bahía y por lo tanto una surgencia, pero, los vientos del sureste invertirían dicho patrón e impulsarían un giro anticiclónico en el mismo sitio. Los datos indican un hundimiento de la termoclina y también de la picnoclina. Estos tres factores inducen a concluir que se forma una sumergencia en el centro de la bahía, en lugar de la surgencia, marcando de esta forma el fin de las condiciones de invierno.

REFERENCIAS

- Abitia-Cárdenas, L.A., J. Rodríguez-Romero, F. Galván-Magaña, J. de la Cruz-Agüero, H. Chávez-Ramos, 1994. Lista Sistemática de la Ictiofauna de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. *Inv. Mar. CICIMAR*. 20(2):159-181.
- Alvarez, A.A., H.S. Rojas, J.M. Prieto, 1994. Geología de la Bahía de La Paz y áreas adyacentes. Coloquio sobre la Bahía de La Paz, Resúmenes, 5-7 oct. 1994. U.A.B.C.S.-CICIMAR. pp 36.
- Alvarez-Borrego, S., R.A. Schwartzlose, 1979. Masas de agua del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, V.6(1 y 2), 1979.
- Baumgartner, R.T., N. Christensen Jr., 1985. Coupling to the Gulf of California to Large-Scale Interannual climate variability. *Journal of Marine Research*, 43, 825-848.
- Bowden, K.F., 1983. *Physical Oceanography of Coastal Waters*. Ellis Horwood Limited. John Wiley & Sons. pp 302.
- Bray, N.A., 1988. Water mass formation in the Gulf of California: *Jour. of Geoph. Res.* 93(C5) p 4993-5020
- Bray N.A., J.M. Robles, 1990. Physical Oceanography of the Gulf of California. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. pp 10.
- Bustillos, G.J.J. y E.G. Olivares, 1986. Fitoplancton en 3 ecosistemas de manglar de la bahía de La Paz, B.C.S., México, II. Producción primaria bruta, neta y respiración. *An. Inst. Ciencias del Mar y Limnología, U.N.A.M.* 13(3):307-312.
- Cervantes, J.L., J.Fiol, C.Sánchez, 1994. Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p16.
- Cervantes, D.R. y R.G. Guerrero, 1988. Variación espacio-temporal de nutrientes de la Ensenada de La Paz, B.C.S. *An. Inst. Ciencias del Mar y Limnología. U.N.A.M.* 15(2):129-142.
- Chávez, R.H., 1958. Bibliografía sobre los peces de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. *Inv. Mar. CICIMAR* 2. (Num. Esp. II), 75 pp.
- Crease, J., 1962. Velocity measurements in the deep water of the western North Atlantic, summary. *Journal of Geophysical Research* 67: 3173-3176.

- Cruz, O.R., O.L. Godínez, 1991. *Batimetría de la Bahía de La Paz*. Geonotas. U.A.B.C.S.
- De Silva D.R., 1994. Variación estacional de los eufáusidos en la Bahía de La Paz, B.C.S., Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p12.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss y G. Siedler, 1975. *Allgemeine Meereskunde Gebrüder Brotrager*. Berlin, Stuttgart.
- Elorduy, G.J.F., 1994. Biología de Peces de Importancia Comercial de la Bahía de La Paz y Zonas Adyacentes: Una historia resumida. Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p24.
- Emilsson, I., 1971. *Elementos de Oceanografía Física*. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. 170 pp.
- Emilsson, I., y M.A.M. Alatorre, 1980. Investigaciones recientes sobre la circulación en la parte exterior del Golfo de California. *Contribución No. 210. Centro de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.*
- Fernández Barajas, M.E., M.A. Monreal Gómez y A. Molina Cruz, 1994. Estructura termohalina y flujo geostrofico, en el Golfo de California, durante 1992. *Ciencias Marinas*, 20(2): 267-286.
- Galli, O.C., 1994. Bloques de la corteza rotados por fallas lístricas en un margen de placas pasivo: Bahía de La Paz y regiones adyacentes de la península de Baja California. Coloquio sobre la Bahía de La Paz, Resúmenes, 5-7 oct. 1994. U.A.B.C.S.-CICIMAR. pp 38.
- Gilmartin, M. y N. Revelante, 1978. The phytoplankton characteristics of the barrier island lagoons of the Gulf of California. *Estuarine and Coastal Marine Science* (7)29-47.
- Godin, G., 1972. *The Analysis of Tides*. University of Toronto Press. 264 pp.
- Grivel, P.F. y F.V. Grivel, 1993. *Tablas de Predicción de Mareas 1993, Puertos del Pacífico*. Servicio Mareográfico Nacional. Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. p 115.
- Hammon, B.V., 1962. The spectrum of mean sea level at Sydney, Coff's Harbor and Lord Howe Island. *Journal of Geophysical Research* 67: 5147-5155.
- Hausback, B., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México., In: *Geology of the Baja California Peninsula*, Friezzel V., (editor). Pacific Section S.E.P.M., 39: 219-236.

- Jiménez, I.A., N.M.Obeso, M.M.Alatorre, D.S.Troyo, E.H.García, 1994. "Hidrología de la Bahía de La Paz" *Oceanología*. Vol.1 No.2.
- Jiménez Illescas A.R., 1983. Aplicación de un Modelo Hidrodinámico Numérico a la Ensenada de La Paz, B.C.S. Tesis de Maestría. C.I.C.E.S.E.
- Lavín M.F., G. Gaxiola-Castro, J.M. Robles, K. Richter, 1995. Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *Jour. of Geoph. Res.*, 100(C5): 8587-8605.
- Martinsen, E.A., H. Engedahl, 1987. Implementation and Testing of a Lateral Boundary Scheme as an Open Boundary Condition in a Barotropic Ocean Model. *Coastal Engineering*, 11(1987): 603-627. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Morales, G.E. y H.M. Cabrera, 1982. Aplicación de un modelo numérico unidimensional a la Ensenada de La Paz, B.C.S. *Ciencias Marinas*, 8(2): 69-89.
- Molina Cruz, A. (en prensa). Evolución Oceanográfica de la boca del Golfo de California. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol.*, U.N.A.M.
- Murillo Jiménez, J.M., 1987. Algunas características paleoceanográficas y cuerpos de agua inferidos a partir del registro micropaleontológico (Radiolaria) en la Bahía de La Paz, Baja California, México. Tesis de licenciatura (Geología Marina). U.A.B.C.S.
- Niblack, W., 1986. *Digital Image Processing*. Prentice Hall International (UK) Ltd. London.
- Nihoul, J.C.J., 1980. *Marine Turbulence*. Elsevier Scientific Publishing Company. 158 pp.
- Obeso, N.M., 1992. Propagación de la constituyente M2 de la Marea en la Bahía de La Paz, B.C.S., México, mediante un modelo bidimensional hidrodinámico numérico. *Investigaciones Marinas CICIMAR*. 4(2):241-256.
- Obeso, N.M., y A.R. Jiménez, 1992. Modelación de la marea en la Bahía de La Paz, B.C.S. *Investigaciones Marinas CICIMAR*. 8(1):13-22.
- Orlanski, I., 1976. A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows. *Journal of Computational Physics* 21, 251-269.
- Pérez C.M. H., 1994. Varamiento de delfines tornillo *Stenella longirostris* en la Bahía de La Paz. Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p30.

- Pérez V.J., G.M. Camacho, I.A. Puy, 1994. Geología del borde continental de la Bahía de La Paz e islas adyacentes, B.C.S., México. Coloquio sobre la Bahía de La Paz, Resúmenes, 5-7 oct. 1994. U.A.B.C.S.-CICIMAR. pp 37.
- Pond, S., and G.L. Pickard, 1978. *Introductory Dynamic Oceanography*. Pergamon Press, 241 pp.
- Ramírez R.M., 1994. Observaciones sobre la pesca artesanal en la Bahía de La Paz. Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p40.
- Ramming H.G., and Z. Kowalik., 1980. *Numerical Modelling of Marine Hydrodynamics, Applications to Dynamic Physical Processes*. Elsevier Scientific Publishing Co., 150 pp.
- Richmyer, R.D., and K.W. Morton, 1967. *Difference Methods for Initial-Value Problems*. Second Edition. Interscience Publishers. John Wiley & Sons, New York, New York.
- Ripa y Marinone, 1988. Seasonal Variability of Temperature, Salinity, Velocity, Vorticity and Sea Level in the Central Gulf of California, as inferred from Historical Data. *Jour. of Geoph. Res.*
- Roache, J. P., 1982. *Computational Fluid Dynamics*. Hermosa Publishers. 350 pp.
- Robinson, A.R., 1964. Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems. *Journal of Geophysycal Research*, 69: 367-368.
- Rosenberg von D.U., 1969. *Methods for the Numerical Solution of Partial Differential Equations*. American Elsevier Publishing Co., Inc., 128 pp.
- Salinas, Z.C. y A.C. Leyva, 1988. *Bases de datos totales mensuales*, B.C.S. Informe Técnico CIB 1988.
- Salinas, Z.C., A.C. Leyva, D.B. Lluch y E.R. Díaz, 1990. Distribución geográfica y variabilidad climática de los regímenes pluviométricos en Baja California Sur, México, *Atmósfera*, 3, 217-237.
- Sánchez, C., J.L.Arreola, O.Aburto, M. Cortés y L.H.Escobar, 1994. Biología de Angel Rey *Holacanthus passer Valenciennes*, 1846 (PISCES: POMACANTHIDAE) en la región de La Paz, B.C.S., México. Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p20.
- Schumilin, N.E., R.O.Cruz, L.O.Godínez, P.S.Muñoz, M.M.Grajeda, I.R.Sánchez, 1994. Monitoreo Geoquímico del estado ecológico de la laguna y Bahía de La Paz, B.C.S., México: Metodología de estudio y estrategia de muestreo. Coloquio

sobre la Bahía de La Paz, Resúmenes, 5-7 oct. 1994. U.A.B.C.S.-CICIMAR. pp 39.

Schwartzlose, A.R., D.M. Alvarez, Brueggeman, P., 1992. Golfo de California, Bibliografía de las Ciencias Marinas. *Ciencias Marinas (edición especial)*. U.A.B.C., pp.425.

Sverdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Flemming, 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood cliffs, New Jersey, 1087 pp.

Swallow, J.C., 1971. The Aries current measurements in the western North Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. A 270: 451-460.

Swallow, J.C., 1955. A neutral-buoyancy float for measuring deep currents. *Deep-Sea Research* 3:74-81.

Velasco Mendoza, H., 1994. *Modelo Numérico de Circulación para la Bahía de Campeche*. Tesis de Maestría, UACPyP, UNAM, 98 pp.

Villavicencio, G.C.J., 1994. Tiburones capturados comercialmente en la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. Coloquio sobre la Bahía de La Paz (5 al 7 de octubre de 1994). U.A.B.C.S.-CICIMAR, p25.

Warren, W., 1981. *Evolution of Physical Oceanography*. MIT Press, 347 pp.

A. ANEXO DE ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

A.1 Antecedentes en el área de Física de la Bahía de La Paz, B.C.S.

Batimétricamente, la bahía registra profundidades de hasta 400m en su parte norte. La pendiente del fondo marino es de ligera a moderada en el sur, pero en la margen occidental es abrupta, supuestamente debido a la prolongación de un alineamiento de falla identificado en el continente (Alvarez A.A., *et al*, 1994). Al norte de las islas Espiritu Santo y Partida, se observan una serie de montes submarinos probablemente relacionados genética y estructuralmente con las islas.

La comunicación con el Golfo de California es muy activa a través del canal San Lorenzo, en el sureste de la bahía y a través de la boca principal (Boca Grande), entre isla Partida y Punta Cabeza Mechudo en el norte. En relación al cuerpo lagunar conocido como Ensenada de La Paz, sus profundidades son muy someras, generalmente menores a 10 m; su comunicación con la bahía es a través de un cancal principal, donde se registran las mayores profundidades y en el interior de la laguna se aprecian dos pequeñas depresiones, una al norte y otra al sur. Se sugiere que en la bahía domina una incursión de agua proveniente del golfo por la costa occidental, que se continúa por la parte norte de la barrera El Mogote, fluyendo hacia el este, y que influye marcadamente en el crecimiento de El Mogote hacia el oriente. Se propone la existencia de una masa de agua que se introduce a la bahía, tanto por el norte por el margen occidental de las islas, como hacia el sur por el margen suroriental de la bahía. En la parte central parece conformarse una masa de agua propia de la mezcla de los dos cuerpos de agua antes descritos.

ANGERMANN, E. (1904). "Informe acerca de la fisiografía, geología e hidrología de los alrededores de La Paz, Baja California." Bol. Secr. Fom., Mex., 3: 216-283 7771.

JIMENEZ, M. C. and H. SANTOYO (1987). "Contribucion al conocimiento del manglar de la ensenada de La Paz B. C. S. I. variaciones de la hidrología y la productividad primaria." In: Resúmenes, VII Congreso Nacional de Oceanografía, 27 al 31 de julio de 1987, Ensenada, Baja California, Mexico, p. 421 2324.

A.2 Antecedentes en el área de Química de la Bahía de La Paz, B.C.S.

En cuanto a la concentración y distribución de nutrientes en el área de estudio, a la fecha no existen trabajos publicados hasta la fecha, ya que los estudios realizados se refieren únicamente a la Ensenada de La Paz, entre los que se pueden mencionar está el efectuado por Gilmartin y Revelante (1978), quienes reportan los siguientes valores: de fosfatos, en el intervalo 0.45-0.78 μM y un promedio de 0.55 μM ; de nitratos el rango es de 0.27-1.75 μM . Cervantes y Guerrero (1988) obtuvieron los

siguientes valores promedio de nutrientes: nitratos $0.30\mu\text{M}$, nitritos $0.11\mu\text{M}$, amonio $0.81\mu\text{M}$ y fosfatos $1.31\mu\text{M}$. La productividad primaria se ha reportado con valores promedio de $31. \text{ mg C/hora/m}^3$ (Gilmartin y Revelante 1978) y $54.60 \text{ mg C/hora/m}^3$ (Bustillos y Olivares, 1976).

Hasta la fecha no se ha estimado el estado ecológico ni la contaminación del ambiente marino cercano al puerto de La Paz. No existen datos sobre los niveles de contaminación en el agua, sedimentos y biota de la Bahía de La Paz y de la Ensenada de La Paz. Se está planteando efectuar un estudio de los ciclos biogeoquímicos y de material orgánico y de metales pesados en el sistema tierra-océano y la contaminación en el mismo. La estrategia de muestreo no existe, pero tiene que estar basada en resultados de geomorfología, litología, hidrología y química de estas dos cuencas, así como la información sobre fuentes de contaminación en el puerto de La Paz. El muestreo de núcleos de sedimento permitirá estimar la historia de la contaminación del ambiente marino costero y hacer deducciones sobre las tendencias a largo plazo del impacto ambiental en esta área. Los resultados de fechado Pb-210 permitirá no solo determinar la tasa de acumulación de material sedimentario, sino reconstruir la historia de la contaminación del ambiente alrededor de La Paz y preparar algunas recomendaciones para combatir en el futuro la contaminación (Scumilin, 1994). En concreto, no hay datos sobre química ni contaminación de la Bahía de La Paz.

Los dos únicos trabajos de química de la Bahía de La Paz, registrados en la base de datos Gulf, son:

El siguiente artículo no está relacionado directamente con la química de la Bahía de La Paz, sino con Farmacognosia e Inmunoquímica Marina:

RODRIGUEZ-ROMERO, J. M. and F. CORDOBA (1980). "Inmunoquímica marina: antígenos de los erizos mas comunes en la bahia de La Paz." Resúmenes del III Congreso Nacional de Inmunología, 26-29 noviembre de 1979, La Paz, B.C.S., p. 95.

CERVANTES-DUARTE, R. and H. SANTOYO (1986). "Nota acerca del metabolismo de una laguna hiperhalina de Baja California Sur." Invest. Marinas, CICIMAR, 3(1): 133-139 0870.

A.3 Antecedentes en el área de Geología de la Bahía de La Paz, B.C.S.

Marco Geológico

Hausback (1984) propuso que la península de Baja California formó parte del macizo continental mexicano hasta el Mioceno Superior, ambas regiones pertenecientes entonces a la Placa Norteamericana (Murillo, 1987). Según el mismo autor, la península de Baja California se incrustó en la Placa Pacífica, pasando a

formar parte de ella debido a la presencia de una zona de colisión entre la Placa Norteamericana y la Pacífica. Mas tarde empezó un desplazamiento relativo entre éstas, dando lugar a lo que actualmente es el Golfo de California, el cual es una cuenca marginal joven con una edad aproximada de 5 millones de años, según datos sedimentológicos y micropaleontológicos (Molina-Cruz, 1988).

La región costera occidental del Golfo de California, forma parte de la provincia fisiográfica de Baja California, la cual está formada en el norte por cinturones preterciarios de rocas sedimentarias clásticas marinas y continentales, volcánicas-volcanoclásticas, batolíticas y metasedimentarias. La formación representativa es la Formación Alisitos (Murillo, 1987).

La Bahía de La Paz está rodeada de afloramientos rocosos pertenecientes a la provincia geológica de Baja California, subprovincia La Purísima-Iray. El material predominante en las costas oeste está formado por areniscas y tobas félsicas, al sur conglomerados, sedimentos litorales, lacustres y eólicos y al sureste y este, basaltos volcánicos intermedios y tobas félsicas. La bahía forma parte de la fosa tectónica La Paz-Carrizal, limitada por fallas normales, una la noreste y otra al sureste con rumbos noroeste-sureste y norte-sur respectivamente. El pilar noroeste, denominado Sierra de la Giganta, deja aflorar secuencias sedimentarias marinas del Oligoceno Superior de la Formación San Gregorio (arenisca, caliza, lutita), del Mioceno Inferior de la Formación San Isidro (areniscas y gravas) y rocas volcánicas, volcánicas-volcanoclásticas de la formación Comondú (basaltos, tobas félsicas, brechas volcánicas intermedias, riolitas, andesitas y conglomerados). El pilar sureste deja aflorar rocas metamórficas paleozóicas y rocas ígneas graníticas del Mesozoico de la Sierra de la Victoria (Hausback, 1984; Secretaría de Programación y Presupuesto, 1985. Carta Geológica. La Paz, G 12-10-11).

Estratigráficamente, las rocas mas antiguas corresponden a los intrusivos expuestos en Punta Coyotes, islas Espiritu Santo y San José, de posible edad Cretásica, cubiertas por secuencias sedimentarias continentales, areniscas rojas y conglomerado continental (Isla San José), areniscas rojas (Punta Coyotes), rocas sedimentarias marinas distribuidas parcialmente en la Isla San José y Los Dolores. Cubriendo a las secuencias sedimentarias afloran potentes secuencias de rocas volcánicas de edad cenozoica, formadas por rocas piroclásticas y epiclásticas que fueron divididas en una secuencia volcánica basal, lodos y brechas volcánicas, secuencia volcánica superior, depósitos epiclásticos y derrames basálticos. En función de las variaciones litológicas, relaciones stratigráficas y estilo estructural, fue posible establecer ciertas condiciones paleoambientales y geológicas para la región y en especial para Bahía de La Paz (Pérez, V.J., *et al*, 1994). Estructuralmente las islas y la región continental presentan evidencias de fallamiento de condiciones profundas con desarrollo de deformación penetrativa, afectando a los intrusivos para el cretácico y fallamiento normal con desarrollo de brechas y sal-banda (harina de falla), características de condiciones de presión y temperatura de un ambiente frágil, que afecta todas las secuencias. Este fallamiento posiblemente esté relacionado con

el sistema denominado Basin and Range Province (Provincias de Sierras y Valles) reportado para el NW del territorio nacional, el cual influyó de manera determinante en la evolución posterior de los rasgos del protogolfo del Mar de Cortés y áreas adyacentes, incluyendo las islas San José, Espíritu Santo y Partida.

La Bahía de La Paz es una depresión asociada estructuralmente a una fosa tectónica cuya continuación en el continente da lugar al valle de La Paz-El Carrizal. Dicha fosa está limitada por fallas que convergen aproximadamente en la población de Todos Santos. (Alvarez A.A., *et al*, 1994). Este sistema estructural tectónico está estrechamente asociado a procesos de apertura del Golfo de California, iniciados aproximadamente hace 5.5 millones de años durante Mioceno Superior - Plioceno Inferior y que continúan hasta nuestros días. En el área circundante a la bahía afloran predominantemente unidades de rocas volcánicas de edad Mioceno Medio, tanto en la margen oriental, como en la occidental y en las islas del nororiente, sin embargo, también aparecen, sobre su margen noroccidental, rocas sedimentarias de origen marino de edad Oligoceno Superior - Mioceno Inferior. En la margen sur de la bahía predominan depósitos aluviales cuaternarios y también se presenta la barrera arenosa El Mogote, formada por procesos costeros holocénicos, que protege un cuerpo de agua lagunar somero (Ensenada de La Paz) que se comunica libremente con las aguas de la bahía a través de una boca permanente. El relieve del margen costero de la bahía está caracterizado por lomeríos bajos de topografía abrupta con predominio de procesos erosivos en las márgenes oriental y occidental, mientras que en el límite sur de la bahía el relieve es de planicies y valles con predominio de procesos de depósito.

En la Bahía de La Paz e islas cercanas (Espíritu Santo y Cerralvo) se presentan varias localidades con rocas estratificadas e inclinadas entre 15 y 20° al oeste. Otras secuencias situadas, e.g. en Los Barriles y Las Cuevas, confirman esa característica estructural de la región. Hay implicaciones de este estilo tectónico en la geomorfología, geografía, sedimentología, ciertos depósitos minerales y otras (Galli, 1994).

En base a parámetros sedimentológicos (micropaleontológicos, texturales y geoquímicos) se han inferido ambientes marinos, masas de agua y circulación dominante en la bahía y en la laguna. Para la bahía se sugiere una incursión de agua proveniente del golfo por la costa occidental, que se continúa por la parte norte de la barrera El Mogote, fluyendo hacia el este, y que influye marcadamente en el crecimiento de El Mogote.

En la laguna pueden identificarse al menos dos facies sedimentarias: una arenosa con poco carbono orgánico y selección de sedimentos de moderada a buena, probablemente relacionada con las corrientes de mayor velocidad en la laguna; y otra facie de arenas con limos, con porcentajes relativamente altos de carbono orgánico y con mala selección de sedimentos, que probablemente esté indicando áreas de la laguna con poca circulación de agua. Estas conclusiones son congruentes con la

determinación de biotipos definidos a partir de microfósiles y con modelaciones hidrodinámicas de la marea en la laguna y en la bahía.

En cuanto al origen de la laguna, se ha determinado que los procesos marinos que le dieron lugar, empezaron a actuar hace aproximadamente 6 mil años, con la estabilización del ascenso holocénico del nivel del mar y el crecimiento de la barrera arenosa a través de acreciones de cordones de playa, ganchos, dunas y pantanos de manglar en dirección oeste-este que siguen siendo muy activos actualmente. El extremo sur de la bahía ha sido el más estudiado en relación a estos procesos costeros definiéndose, a través de perfiles de playa, regiones estables, erosivas y depositacionales. Por último, a partir del estudio geoquímico y micropaleontológico, se han elaborado modelos paleoceanográficos que explican los cambios más notorios de las condiciones oceanográficas durante el pasado más reciente de la bahía.

ALVAREZ-ARELLANO, D. A. (1989). "Cuerpos de agua inferidos a partir del registro micropaleontológico (Radiolaria), en sedimentos superficiales del fondo marino de la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico." An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nat. Auton. Mexico, 16(1): 135-146 **5805**.

DIAZ, E. (1981). "Estudio sedimentológico de tres lagunas costeras ubicadas en la Bahía de La Paz, B.C.S." Informe General de Labores 1980, del CIB, p. 55-64 **6180**.

DIAZ, E., G. PADILLA, et al. (1982). "Sedimentación reciente en el estero de Enfermería de la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico (Avances)." Informe General de Labores 1981, del CIB, p. p. 193-203 **6181**.

DIAZ, E. and M. ESPINOSA (1979). "Estudio ecológico comparativo de las lagunas Enfermería y Balandra y el canal de mareas Zacatecas, en la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico. II. Aspectos sedimentológico." CIBCASIO Memorias, 5: 15-23 **6182**.

DIAZ-RIVERA, E., G. PADILLA-ARREDONDO, et al. (1983). "Evolución geológica de la laguna costera Enfermería en la Bahía de La Paz, durante la transgresión halocénica." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur., 59 pp **6184**.

MURILLO-JIMENEZ, J. M. (1987). "Algunas características paleoceanográficas y cuerpos de agua inferidos a partir del registro micropaleontológico (Radiolaria) en la bahía de La Paz, Baja California Sur, Mexico." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur. 70 pp **6849**.

NAVA-SANCHEZ, E. H. and R. CRUZ-OROZCO (1989). "Origen y evolucion geomorfologica de la laguna de La Paz, Baja California Sur, Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 4(1): 49-58 6856.

OSUNA-VALDEZ, I. (1986). "Evolucion holocenicas ed la laguna de La Paz, B.C.S., Mexico." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, 57 pp 6940.

PADILLA-ARREDONDO, G., E. DIAZ-RIVERA, et al. (1985). "Transgresion holocenica en la laguna costera Enfermeria de la Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Auton. Mexico, 12(1): 47-58 6944.

ANGERMANN, E. (1904). "Informe acerca de la fisiografia, geologia e hidrologia de los alrededores de La Paz, Baja California." Bol. Secr. Fom., Mex., 3: 216-283 7771.

A.4 Antecedentes en el área de Biología de la Bahía de La Paz, B.C.S.

La mayoría de las investigaciones que se han llevado a cabo en la Bahía de La Paz, han sido en el área de la Biología Marina, sin embargo caben destacar dos trabajos de recopilación sobre Ictiología: (Chávez, R.H., 1958) donde hace una recopilación bibliográfica sobre lo que se conoce acerca de los peces de la Bahía de La Paz (Abitia-Cárdenas *et al*, 1994), en donde presenta el primer elenco sistemático de la Ictiofauna de la Bahía de La Paz, incluyendo 390 especies agrupadas en 251 géneros y 106 familias, proveniente de muestreos efectuados entre 1981 y 1986. La Bahía de La Paz es muy importante desde el punto de vista pesquero, principalmente por su abundancia en plancton, en pelágicos menores, en especies de importancia comercial y sobre todo por su biodiversidad, pero sería extensísimo un tratado sobre el tema, por lo cual, en su lugar se incluye bibliografía sobre diversos estudios como algas marinas, plancton, vegetación terrestre, mamíferos terrestres, invertebrados marinos, peces, aves y mamíferos marinos, ecología, microbiología, pesquerías y acuicultura en laboratorio. No se comenta cada artículo pues sería ése otro trabajo distinto a los objetivos que se persiguen, sin embargo, se comentarán algunas ponencias del Coloquio sobre la Bahía de La Paz, llevado a cabo en 1994:

Los eufáusidos son en la Bahía de la Paz uno de los componentes que integran la producción secundaria del ecosistema pelágico, ya que por su abundancia constituyen entre el 5 el 20% de la biomasa zooplanctónica. Algunas especies de eufáusidos presentan el fenómeno de agregación, formando densos enjambres, unos en la superficie y otros constituyen el principal elemento de la capa de dispersión profunda. Los eufáusidos representan un importante porcentaje en la dieta de numerosos depredadores, como la merluza, los atunes, la pierna, las ballenas, las aves y otros elementos del zooplancton. Estos organismos se limitan a vivir entre 0 y 200m de profundidad (De Silva, 1994).

Los macrocrustáceos encontrados en estudios de prospección de aguas profundas, fueron: estomatópodos (1 especie) y decápodos (9 especies) entre las que se encuentra el cangrejo ermitaño y los cangrejos brachiurus, que alcanzan tallas de 20 cm y el camarón carideo *Heterocarpus vicarius*, que en otros países como Panamá Costa Rica y Perú se explota comercialmente (Cervantes *et al*, 1994). Aunque se supone que está prohibido pescar camarón dentro de la Bahía de La Paz, es común encontrar de noche, barcos camaroneros arrastrando redes, por lo cual, se supone que es rentable dicha operación ya que han sido vistos barcos de Sinaloa y Sonora, además de los locales y como es de suponerse, no hay información al respecto.

Los peces arrecifales o peces de ornato son explotados en la Bahía de La Paz y muy cotizados, como es el caso del Ángel Rey y el Ángel Clarión, sin embargo, es importante cuidarlos para conservar la biodiversidad del sistema. En la Bahía de La Paz cohabitan mas de 1500 especies, de las cuales, se han identificado 101 especies de peces arrecifales pertenecientes a 37 familias (Sánchez C. *et al*, 1994).

En los avisos de arribo de la oficina de Pesca de La Paz, están registradas alrededor de 100 especies, de las cuales, las de mayores capturas fueron: pierna, conejo, huachinango, cabrilla sardinera y cabrilla piedrera (Elorduy, 1994).

Un total de 14 especies de tiburones son aprovechados comercialmente por los pescadores de la bahía y turísticamente, el tiburón ballena. La mayoría de los organismos capturados son menores a 1.5 m. La bahía es utilizada para la expulsión de embriones de especies vivíparas y la depositación de huevos de especies ovíparas (Villavicencio *et al*, 1994).

El 75% de los mamíferos marinos que han sido registradas en México, han sido observadas en la Bahía de La Paz, ya que si el Golfo de México alberga una gran diversidad de especies, la bahía de La Paz tiene características muy peculiares que de algún modo favorecen la una gran diversidad de especies (Pérez C.M.H., 1994).

A pesar de que el esfuerzo pesquero ha aumentado, los estimadores indican que la pesca artesanal ha disminuído, especialmente en la zona costera continental y en la Isla Espiritu Santo. Se detectó el uso no regulado de pesca por encierro, que puede estar generando cambios en la producción resultante de otros sistemas de pesca (Ramírez R.M., 1994). La Pesca Deportiva, aunque está enfocada a los peces picudos, ya empieza a tener problemas con el sector pesquero, relacionados con la propiedad del recurso; mientras tanto, llegan barcos extranjeros a saquear nuestro mar territorial.

Los objetivos de la pesca comercial de gran escala son las sardinas, los atunes y los camarones (café y azul). Todos ellos han existen en la Bahía de La Paz, pero como son actividades con una gran cobertura, y sobre todo en el caso de los atunes,

que son una especie altamente migratoria, no se puede hablar de este tipo de pesca dentro de la bahía.

Otro recurso muy abundante (miles de toneladas anuales) es el calamar gigante del Golfo de California, que ha tenido "varazones" de miles de individuos en la Bahía de La Paz.

Citas Bibliográficas de la base de datos "Gulf" del Golfo de California, con respecto a trabajos de Biología relacionados con la bahía de La Paz:

AMADOR, E. and R. MENDOZA (1979). "Las aves marinas en la bahía de La Paz." Bol. CIB No. 8, p. 4-5 0102.

ARIZPE-COVARRUBIAS, O. (1987). "Reclutamiento y mortalidad de << Pinna rugosa >> (Sowerby, 1835) en condiciones semicontroladas en Bahía de La Paz, Mexico." An. Inst. Cienc. del Mar. y Limnol. Univ. Nal. Auton. Mexico, 14(2): 249-254 0162.

ARIZPE-C., O. and R. FELIZ-U. (1986). "Crecimiento de << Pinna rugosa >> (Sowerby, 1835) en Bahía de La Paz, Mexico (Growth of << Pinna rugosa >> (Sowerby, 1835) in La Paz bay, Mexico)." An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Auton. Mexico, 13(2): 167-172 0166.

AURIOLES-G, D., C. FOX, et al. (1983). "Mamíferos marinos avistados en la Bahía de La Paz y cercanías." Resúmenes de la VIII Reunión Internacional sobre Mamíferos Marinos de Baja California. SOMEM, A.C. La Paz, Baja California Sur, Mexico, 17-19 marzo 1983 0203.

AURIOLES-G., D., G. C. FOX, et al. (1982). "Avistajes de mamíferos marinos en la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico." Reunión Internacional para el Estudio de Los Mamíferos Marinos, marzo 1982 0204.

AURIOLES, D., C. FOX, et al. (1984). "Prey of the California sea lion (<< Zalophus californianus >>) in the bay of La Paz, Baja California Sur, Mexico." J. Mamm., 65(3): 519-521 0206.

AURIOLES-G., D., M. O. MARAVILLA-CH., et al. (1984). "Ocurrencia de mamíferos marinos poco comunes en la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico." IX Reunión Internacional para el Estudio de los Mamíferos Marinos, 29-31 marzo 1984, La Paz, Baja California Sur, Mexico, 6 pp. (Not a formal publication 0209.

AURIOLES, D., R. ROMERO, et al. (1979). "Censo poblacional por sexos y edades de los lobos marinos (<< Zalophus californianus >>) en la bahía de La Paz, B.C.S. (Population census, with sex and age determination, of the sea lion (<<

Zalophus californianus >>) in the bay of La Paz, B.C.S.).” In: Resúmenes IV Reun. Int. sobre Mamíferos Marinos de Baja California, CIB, UABCS, La Paz, B.C.S., 15-16 febrero 1979, 1 p. (In Spanish and English) 0210.

AURIOLES-GAMBOA, D., R. ROMERO, et al. (1979). “Censos poblacionales de lobos marinos (<< Zalophus californianus >>), por edades y sexos en la bahía de La Paz y sus alrededores.” Informe General de Labores 1978 del CIB, p. 139-154 0216.

BAQUEIRO-C., E., J. A. MASSO-R., et al. (1981). “Variaciones de dos poblaciones de almeja ronosa, << Chione undatella >> (Sow., 1835) de la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico.” In: Resúmenes y Programa, VII Simp. Latinoamericano sobre Oceanografía Biológica, Acapulco, Guerrero, Mexico, 15-19 noviembre 1981, p. 119 0263.

BASTIDA-ZAVALA, J. R. (1990). “Poliquetos (Annelida: Polychaeta) de Baja California Sur.” In: Programa y Resúmenes. VIII Simposium Internacional de Biología Marina, Junio 4-8, 1990, Ensenada, Baja California, Mexico. p. 62 0322.

BERMUDEZ-ALMADA, B. R. and G. GARCIA-LAGUNA (1985). “Hábitos alimenticios en los peces de las zonas rocosas de la bahía de La Paz, B.C.S.” Tesis, Univ. Nal. Auton. Mexico, 259 pp 0377.

BOJORQUEZ-C., L. and V. M. GALVAN (1990). “Análisis cualitativo de la red trófica de la ensenada de La Paz, B. C. S.” In: Programa y Resúmenes. VIII Simposium Internacional de Biología Marina, Junio 4-8, 1990, Ensenada, Baja California, Mexico. p. 56 0483.

BRAND, T. (1979). “Resource partitioning among six sympatric Echinoids in La Paz, Mexico.” 2nd United States-Mexico Marine Biology Symp., Long Beach, Calif., 14-15 Sept. 1979. Abstracts, p. 4 0519.

BRAND, T. (1979). “Structure and stability of subtropical benthic marine communities.” CIBCASIO, Resúmenes, 5 Reun., nov 1979, 2 pp 0520.

BRAND, T., F. CORDOBA, et al. (1980). “Ultraestructura de una relación huesped-parasito equinodermo-molusco << Brandtothuria arenicola >> , << Balcis catalinensis >> .” Resúmenes del III Congreso Nacional de Inmunología, 26-29 noviembre 1979, La Paz, B.C.S., p. 105 0521.

BRAND, T. and E. MUNOZ (1980). “Una nueva relación huesped-parasito en la Bahía de La Paz, B.C.S.” CIB Bol. No. 14, p. 5 0522.

- BRAND, T. and E. MUNOZ-LEY (1979). "Una nueva relacion huesped-parasito en la bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." CIBCASIO Memorias, 5: 76-94 **0525**.
- BUSTILLOS, J., T. BRAND, et al. (1979). "Estudio ecologico comparativo de las lagunas Enfermeria y Balandra y el canal de mareas Zacatecas, en la Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico. III. Fitoplancton." CIBCASIO Memorias, 5: 24-30 **0670**.
- BUSTILLOS-GUZMAN, J. J. (1986). "Fitoplancion en tres ecosistemas de manglar de la Bahia de la Paz, B.C.S. (Mexico) I. Diatomeas (Phytoplankton in three mangrove ecosystems from the Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico. I. Diatoms)." An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Auton. Mexico, 13(3): 301-306 **0672**.
- BUSTILLOS-GUZMAN, J. J. and E. OLIVARES-GONZALEZ (1985). "Phytoplankton in three mangrove ecosystems from the Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico. II. Respiration and gross and net photosynthesis." CIBCASIO Resumenes, IX Reun., La Paz, B.C.S., mayo 17-19, 1984, p. 79 **0674**.
- BUSTILLOS-GUZMAN, J. J. and E. OLIVARES-GONZALEZ (1986). "Fitoplancton en tres ecosistemas de manglar de la Bahia de la Paz, B.C.S. Mexico. II. Produccion primaria bruta, neta y respiracion (Phytoplankton in three mangrove ecosystems from the Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico. II. Respiration and gross and net photosynthesis)." An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Auton. Mexico, 13(3): 307-312 **0675**.
- CACERES-MARTINEZ, C., C. A. RUIZ-VERDUGO, et al. (1990). "Variaciones estacionales del indice gonadico y muscular de << Argopecten circularis >> (Sowerby, 1835) en la Ensenada de La Paz, B.C.S., Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 5(1): 1-6 **0695**.
- CARAVEO-PATINO, J. (1988). "Habitos alimenticios de pierna (<< Caulolatilus princeps >>) en la bahia de La Paz, B. C. S., un analisis preliminar." In: Resumenes, I Congreso, Asociacion de Investigadores del Mar de Cortez, Hermosillo, Sonora, Mexico **0737**.
- CASTRO-AGUIRRE, J. L., M. SIGNORET, et al. (1984). "Aspectos ecologicos del plancton de la Bahia de La Paz, B.C.S., II: analisis de variables multiples." Biologia Marina, Memorias del III Simposium, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, p. 164-184 **0838**.
- CASTRO-AGUIRRE, J. L. and F. GARCIA-DOMINGUEZ (1984). "Una nueva especie de << Peristedion >> (Osteichthyes: Scorpaeniformes: Peristediidae) de la bahia de La Paz, Baja California Sur, Mexico." An. Esc. Nac. Cienc. Biol., Mex., 28: 29-38 **0841**.

- CASTRO-AGUIRRE, J. L. and P. SANCHEZ-R. (1984). "Aspectos ecologicos de la ictiofauna de la Ensenada y Bahía de La Paz, Baja California Sur, Mexico." In: Resúmenes III Simposium de Biología Marina, La Paz, B.C.S., 24-26 octubre 1984, p. 46-47 0847.
- CERVANTES-DUARTE, R. and H. SANTOYO (1986). "Nota acerca del metabolismo de una laguna hiperhalina de Baja California Sur." Invest. Marinas, CICIMAR, 3(1): 133-139 0870.
- CHAVEZ, H. (1985). "Aspectos biológicos de las lisas (<< Mugil >> spp.) de Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico, con referencia especial a juveniles." Invest. Marinas, CICIMAR, 2(2): 1-22 0894.
- CHAVEZ, H. (1985). "Bibliografía sobre los peces de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 2 >> , Núm. Esp. II, 75 pp 0895.
- CHAVEZ, H., F. G. MAGANA, et al. (1985). "Primer registro de << Regalecus russellii >> (Shaw) (Pisces, Regalecidae) de aguas Mexicanas." Invest. Marinas, CICIMAR, 2(2): 105-112 0898.
- De ALBA-PEREZ, C. R. ((1979)). "Predación de coral por la estrella de mar Corona de Espinas << Acanthaster ellisii >> (Gray) en el área de la Bahía de La Paz." In: Memorias del 1er. Simposio sobre Biología Marina, 6, 7 y 8 de diciembre 1978, La Paz, B.C.S. Univ. Auton. Baja California, Área de Ciencias del Mar, p. 41-52 1186.
- DIAZ-GARCÉS, J. J. (1974). "Estructura, densidad y tasa de crecimiento de la población de << Pinctada mazatlanica >> en la bahía de La Paz, Baja California." In: Resúmenes, V Congreso Nacional de Oceanografía, Guaymas, Sonora, Mexico, 22-25 octubre 1974, p. 45 1256.
- ELORDUY-GARAY, J. F. and S. RAMÍREZ-LUNA (1990). "Gonadal development and spawning of the ocean whitefish, << Caulolatilus princeps >> Jenyns 1842 (Pisces: Branchiostegidae) in the Bay of La Paz, B.C.S., Mexico." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abstr., 31 Oct.- 2 Nov., 1990., Pacific Grove, Calif., 1 pp 1358.
- ESPINOSA, M., E. AMADOR, et al. (1980). "Estudio ecológico comparativo en 3 manglares de la bahía de La Paz, B.C.S." Informe General de Labores 1979 del CIB, p. 111-135 1405.

- ESPINOSA, M., J. LLINAS, et al. (1979). "Estudio ecologico comparativo de las lagunas Enfermeria y Balandra y el canal de mareas Zacatecas, en la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico. I. Bentos." CIBCASIO Memorias, 5: 1-14 1406.
- ESPINOSA, M., P. SANCHEZ, et al. (1982). "Valor energetico de los detritos y algunos aspectos sobre la productividad y degradacion de << Rhizophora mangle >> , en tres zonas de manglar de la Bahía de La Paz, B.C.S." Informe General de Labores 1981 del CIB, p. 169-179 1407.
- ESPINOSA-G., M., E. S. AMADOR, et al. (1982). "Ecologia de la fauna bentonica en dos areas de manglar de la Bahía de la Paz." CIBCASIO Trans, 6: 30-47 1408.
- ESPINOZA-AVLOS, J. and H. RODRIGUEZ-GARZA (1984). "Fenologia de << Sargassum sinicola >> Setch. et Gardn. en la Bahía de La Paz, Golfo de California, Mexico." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abst., 29-31 Oct., 1 Nov. 1984, 1 pp 1409.
- FLEISCHER, L. A., F. CERVANTES, et al. (1984). "New records of whale strandings at the bay of La Paz, Baja California Sur, Mexico." IX Reunion Internacional para el Estudio de los Mamiferos Marinos, 29-31 marzo 1984, La Paz, Baja California Sur, Mexico. 17 pp. (Not a formal publication 1545.
- FOX, C., D. AURIOLES, et al. (1979). "Censo poblacional por sexos y edades de los lobos marinos (<< Zalophus californianus >>) en la bahía de La Paz, B.C.S." Bol. CIB No. 7, p. 6 1578.
- FOX-GONZALEZ, C. E. (1987). "Abundancia y distribucion mensual de bacterias coliformes durante 1986 en la ensenada de La Paz, B. C. S." In: Resúmenes, VII Congreso Nacional de Oceanografía, 27 al 31 de julio de 1987, Ensenada, Baja California, Mexico, p. 390 1581.
- GALINDO-JARAMILLO, J. M. (1987). "Prey selection and foraging behavior of Wilson's Plover (<< Charadrius wilsonia >> in La Paz inlet, Baja California Sur, Mexico." Pac. Seabird Group Bull., 14(1): 27 (Abstract) 1621.
- GALINDO-JARAMILLO, J. M., H. R. FUENTES, et al. (1985). "Fluctuaciones estacionales de la avifauna costera en estuarios de la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico." Mem. del VI Simposio Nal. Ornitología, p 93-111 1623.
- GALLI-OLIVER, C. and F. GARCIA-DOMINGUEZ (1982). "Dispersion de sedimentos por << Sargassum sinicola >> , Barra El Mogote, La Paz, Baja California Sur, Mexic." CICIMAR, Serie Científica No. 1, 16 pp. 1629.

- GALLO, J. P. and P. SANCHEZ (1981). "Variabilidad anual del zooplancton de dos lagunas costeras, Puerto Balandra y Enfermeria y el Canal de Mareas Zacatecas de la Bahía de La Paz, B.C.S." Informe General de Labores 1980 del CIB, p. 77-106 1631.
- GARCIA-PAMANES, J. (1981). "El fitoplancton de la porcion oriental de la Bahía de La Paz, B.C.S., durante primavera y verano." In: Resúmenes y Programa, VII Simp. Latinoamericano sobre Oceanografía Biológica, Acapulco, Guerrero, Mexico, 15-19 noviembre 1981, p. 38 1656.
- GARCIA-PAMANES, J. and C. VILLAVICENCIO-GARAIZAR (1982). "Estudio de fitoplancton, reporte preliminar." In: Bol. Informativo, año 1 No. 2, Marzo-Abril de 1982, CIDI, UABCS, p. 10-14 1659.
- GONZALEZ-De ALBA, M. A. (1978). "Estudio de contaminación por materia orgánica en la ensenada de La Paz, Baja Cfa., sur." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif., 24 pp 1807.
- tuations. (Pac). "BIOLOGY, Aves, Bahía de La Paz, Baja California Su." 1916 1986.
- Distribution of seabirds in the bay of La Paz, B. C. S. and exico. (Pac). "BIOLOGY, Aves, Bahía de La Paz, Baja California Su." 1917 1991.
- HERRERA, M. and A. SIERRA (1980). "Antígenos de los erizos más comunes de la bahía de La Paz, B.C.S." Informe General de Labores 1979 del CIB, p. 63-70 2082.
- HERTZ, J. and C. M. HERTZ (1984). "Collecting in La Paz." Festivus, 16(6): 66-70 2139.
- HOLGUIN-QUINONES, O. E. (1971). "Estudio florístico estacional de las algas marinas del sur de la Bahía de La Paz, B.C.S." Tesis, Inst. Politec. Nac., 115 pp 2193.
- HUERTA-M., L., A. C. MENDOZA-G., et al. (1981). "Algas marinas de la parte sur de la Bahía de La Paz, Baja California." In: Resúmenes y Programa, VII Simp. Latinoamericano sobre Oceanografía Biológica, Acapulco, Guerrero, Mexico, 15-19 noviembre 1981, p. 85 2268.
- HUERTA-MUNIZ, L. and A. C. MENDOZA-GONZALEZ (1985). "Algas marinas de la parte sur de la bahía de La Paz, Baja California Sur." Phytologia 59(1):35-37 2269.

- JIMENEZ, C. and J. GUZMAN (1987). "Distribution and breeding success of the brown pelican in the bay of La Paz, B.C.S., Mexico." Pac. Seabird Group Bull., 14(1): 30 (Abstract) 2322.
- JIMENEZ, M. C. and H. SANTOYO (1987). "Contribucion al conocimiento del manglar de la ensenada de La Paz B. C. S. I. variaciones de la hidrologia y la productividad primaria." In: Resumenes, VII Congreso Nacional de Oceanografia, 27 al 31 de julio de 1987, Ensenada, Baja California, Mexico, p. 421 2324.
- JIMENEZ-CASTRO, C. M. (1988). "Habitos alimenticios, requerimiento energetico y consumo alimenticio del pelicano cafe en la bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, 62 pp 2325.
- JIMENEZ-L., A. R. and M. OBESO-NIEBLAS (1989). "Estudio del transporte causado por la marea en la bahia de La Paz y su relacion con mediciones del plancton." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abstr., 25-27 Oct. 1989, La Jolla, Calif., p. P-8 2327.
- JUAREZ-O., C. C. (1983). "Estructura de algunas comunidades ictioplanctonicas de la Ensenada de La Paz (avance)." In: Resumenes, VII Congreso Nacional de Zoologia. Xalapa, Ver., 4-10 diciembre 1983, X: 76 2414.
- JUAREZ-O., C. C. (1983). "Estructura de algunas comunidades ictioplanctonicas de la Ensenada de La Paz, B.C.S." In: Primeras Jornadas Cientificas de Graduados. Mexico, D.F., 7-9 septiembre 1983., IPN, p. 18 2415.
- JUAREZ-O., C. d. C. and R. FUNES-R. (1981). "El ictioplancton de la Ensenada de La Paz." In: Resumenes y Programa, VII Simp. Latinoamericano sobre Oceanografia Biologica. Acapulco, Guerrero, Mexico, 15-19 de noviembre 1981, p. 92 2416.
- JUAREZ-OLVERA, C. d. C. (1990). "La comunidad zooplanctonica en la Bahia de La Paz, verano 1988." In: Resumenes, V reunion anual de planctologia, Mazatlan, Sinaloa, 26-28 de abril de 1990, p. 20 2421.
- LLINAS-GUTIERREZ, J. and J. M. GALINDO-JARAMILLO (1987). "Feeding behavior of the Willet (<< Catoptrophorus semipalmatus >>) in the inlet of La Paz, B.C.S., Mexico." Pac. Seabird Group Bull., 14(1): 32 (Abstract) 2687.
- LLINAS-GUTIERREZ, J., E. A. SILVA, et al. (1989). "Avifauna costera de dos esteros de la Bahia de La Paz, Baja California Sur, Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 4(1): 93-104 2689.

- LLINAS-GUTIERREZ, J., J. M. GALINDO-JARAMILLO, et al. (1984). "Abundancia y distribucion de la avifauna costera de los esteros de la Bahia de La Paz, B.C.S." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abst., 29-31 Oct., 1 Nov. 1984, 1 pp 2690.
- LOEBLICH, L. A. (1982). "Photosynthesis and pigments influenced by light intensity and salinity in the halophile << Dunaliella salina >> (Chlorophyta)." J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 62(3): 493-508 2704.
- MAEDA-MARTINEZ, A., S. CONTRERAS, et al. (1982). "Abundancia y diversidad de la ictiofauna, en tres areas de manglar de la Bahia de La Paz, Mexico." CIBCASIO Trans., 6: 138-151 2773.
- MENDOZA-SALGADO, R. A. (1983). "Identificacion, distribucion y densidad de la avifauna marina en los manglares: Puerto Balandra, Enfermeria y Zacatecas en la bahia de La Paz, Baja California Sur, Mexico." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, 56 PP 2962.
- MENDOZA-SALGADO, R. A., H. FUENTES, et al. (1982). "Estudio de la avifauna marina en las lagunas costeras de Balandra, Enfermeria y en el canal de las mareas Zacatecas." Informe General de Labores del CIB, p. 181-191 2963.
- MENDOZA-SALGADO, R. A., H. FUENTES, et al. (1984). "Avances del estudio sobre la avifauna marina de los manglares Balandra, Enfermeria y Zacatecas, de la Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." Biologia Marina, Memorias del III Simposium, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, p. 40-52 2964.
- MENDOZA-SALGADO, R. A., H. FUENTES, et al. (1984). "La avifauna marina en los manglares de la Bahia de La Paz, Baja California Sur, Mexico." CIBCASIO, Resumenes, IX Reun., La Paz, B.C.S., mayo 17-19 1984, p. 3-4 2965.
- MUNETON-GOMEZ, M. d. S. (1987). "Fenologia de << Sargassum horridum >> (Setchell y Gardner), en tres localidades de la bahia de La Paz, Baja California Sur, Mexico." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, 71 pp 3084.
- MUNETON-GOMEZ, M. d. S. (1988). "Epoca de reproduccion de << Sargassum horridum >> en la bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abstr., 8-10 Nov. 1988, Lake Arrowhead, Calif., p. P-21 3085.
- MUNETON-GOMEZ, M. d. S. (1989). "Morfologia y epoca de reproduccion de << Sargassum horridum >> (Setchell y Gardner) en la Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 4(2): 257-266 3086.
- MUNOZ-SEVILLA, N. P., M. A. RIVAS-SEPULVEDA, et al. (1978). "Macrofauna de una playa arenosa localizada en Puerto Balandra, La Paz, Baja California

Sur." In: Resúmenes, VI Congreso Nacional de Oceanografía, Ensenada, B.C., Mexico, 10-13 abril 1978, p. 90-91 3090.

NIETO-G., E., J. G. ELOURDY, et al. (1991). "Análisis preliminar de la fecundidad modal de << *Caulolatilus princeps* >> (Pisces: Branchiostegidae) de los alrededores de la bahía de La Paz, B. C. S." In: Asociación de Investigadores del Mar de Cortes, A. C. III Congreso, Guaymas, Sonora, 10, 11 y 12 de Abril de 1991, p. 28 3131.

OCHOA-BAEZ, R. I. (1985). "Antecedentes sobre el ciclo de reproducción de << *Modiolus capax* >> (Conrad, 1837) (Bivalvia Mytilidae); en la Bahía de La Paz, Baja California, Mexico." Inv. Mar. CICIMAR, 2(2): 86-103 3181.

OCHOA-BAEZ, R. I. (1987). "Aspectos de la biología del mejillón << *Modiolus capax* >> (Conrad, 1837), en la bahía de La Paz, B.C. Sur, Mexico." Tesis, Inst. Politec. Nal. (CICIMAR), 173 pp 3182.

OCHOA-BAEZ, R. I. (1987). "La actividad de << *Modiolus capax* >> (Conrad, 1837) (Bivalvia: Mytilidae) durante el fenómeno de el niño en 1983." In: Resúmenes, VII Congreso Nacional de Oceanografía, 27 al 31 de julio de 1987, Ensenada, Baja California, Mexico, p. 113 3183.

ORTIZ-GALINDO, J. L., R. E. MARTINEZ-PECERO, et al. (1987). "Descripción del huevo, larva y juvenil temprano de la mojarra rayada << *Eugerres axillaris* >> (Pisces: Gerreidae)." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abstr., 3-5 Nov. 1987, Lake Arrowhead, Calif., p. P-4 3222.

ORTIZ-GALINDO, J. L., E. MATUS-NIVON, et al. (1987). "Descripción del huevo, larva y juvenil temprano del sol mexicano << *Achirus mazatlanus* >> (Pisces: Soleidae)." Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Abstr., 3-5 Nov. 1987, Lake Arrowhead, Calif., p. P-5 3223.

OSEGUERA-GREEN, V. M. (1977). "Contribución al estudio de la contaminación por bacterias en almeja catarina << *Argopecten circularis* >>) en la Ensenada de la Bahía de La Paz, B.C.S." Tesis, Univ. Nal. Auton. Mexic 3229.

RAMIREZ-SEVILLA, R., R. MARTINEZ-PECERO, et al. (1989). "Contribución al conocimiento de las áreas y épocas de desove de peces marinos obtenida a través de la manipulación de huevos y larvas en laboratorio." In: Resúmenes. IV Reunión Nacional, Sociedad mexicana de planctología, A.C., La Paz, B.C.S. 27, 28 y 29 de Abril de 1989 3454.

RAMIREZ-SEVILLA, R., E. MATUS-NIVON, et al. (1986). "Descripción del huevo y larva temprana << *Cynoscion parvipinnis* >> Ayres (Pisces: Scianidae)." Invest. Marinas, CICIMAR, 3(1): 39-52 3455.

- RIOSMENA-RODRIGUEZ, R., D. A. SIQUEIROS-BELTRONES, et al. (1991). "Extension de rango geografico para macroalgas en la peninsula de Baja California." In: Asociacion de Investigadores del Mar de Cortes, A. C. III Congreso, Guaymas, Sonora. 10, 11 y 12 de Abril de 1991. p. 30 3560.
- ROCHA-OLIVARES, A. and V. GOMEZ-MUNOZ (1991). "Validacion de la lectura de otolitos para la determinacion de la edad del Huachinango, << Lutjanus peru >> (Nichols y Murphy, 1922), en la Bahia de La Paz, B. C. S." In: Asociacion de Investigadores del Mar de Cortes, A. C. III Congreso, Guaymas, Sonora. 10, 11 y 12 de Abril de 1991. p. 12 3580.
- ROCHA-RAMIREZ, V. and D. A. SIQUEIROS-BELTRONES (1990). "Revision de las especies del genero << Sargassum >> C. Agardh registradas para la Bahia de La Paz, B. C. S., Mexico." In: Programa y Resumenes. VIII Simposium Internacional de Biologia Marina, Junio 4-8, 1990, Ensenada, Baja California, Mexico. p. 39 3582.
- ROCHA-RAMIREZ, V. and D. A. SIQUEIROS-BELTRONES (1990). "Revision de las especies del genero << Sargassum >> C. Agardh registradas para la Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico. (Review of the species of the genus << Sargassum >> C. Agardh recorded for Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico)." Ciencias Marinas, 16(3): 15-26 (In English and Spanish) 3583.
- RODRIGUEZ-ROMERO, J. M. and F. CORDOBA (1980). "Inmunoquimica marina: antigenos de los erizos mas comunes en la bahia de La Paz." Resumenes del III Congreso Nacional de Inmunologia, 26-29 noviembre de 1979, La Paz, B.C.S., p. 95.
- RODRIGUEZ-GARZA, H. (1985). "Diferencias de longitud, crecimiento, reproduccion y dimensiones de filoides entre dos grupos poblacionales de << Sargassum sinicola >> (Setchell et Gardner) en la bahia de La Paz, B.C. Sur, Mexico." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, 67 pp 3600.
- RODRIGUEZ-PENA, G. (1977). "Estudio de la calidad bacteriologica de la Almeja Catarina - << Argopecten circularis >> (Sowerby, 1835) en la Ensenada de la Bahia de La Paz, B.C.S." Informe de las actividades realizadas por el Centro de Estudios de Aguas Litorales. Sub-Secretaria de Planeacion y Direccion General de Proteccion y Ordenacion Ecologica. S.A.R.H 3605.
- RUIZ-VERDUGO, C. A. and C. CACERES-MARTINEZ (1990). "Estudio preliminar de captacion de juveniles de moluscos bivalvos en la Bahia de La Paz, B.C.S., Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 5(Esp. I): 29-38 3686.

- SANCHEZ, P., T. BRAND, et al. (1979). "Estudio ecologico comparativo de las lagunas Enfermeria y Balandra y el canal de mareas Zacatecas, en la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico. IV. Dinamica y comportamiento del zooplancton." CIBCASIO Memorias, 5: 31-40 3711.
- SANTIAGO-CORNEL, J. ((1982)). "Estudio gonadal de << Pinna rugosa >> (Sowerby, 1835), Pinnidae, Mollusca, en el period comprendido entre agosto de 1979 y diciembre de 1980 en la bahia de La Paz." Tesis, Univ. Auton. Baja Calif. Sur, 36 PP 3732.
- SANTOYO-REYES, H. (1984). "Nivel actual de conocimiento ecologico de la ensenada y la bahia de La Paz, Baja California Sur." CIBCASIO, Resumenes, IX Reun. mayo 17-19 1984, La Paz, B.C.S., p. 27-28 3737.
- SIGNORET, M. and H. SANTOYO (1978). "Ciclo estacional del plancton en la Bahía de La Paz, Baja California." In: Resumenes, VI Congreso Nacional de Oceanografia, Ensenada, B.C., Mexico, 10-13 abril 1978, p. 6 3846.
- SIGNORET, M. and H. SANTOYO (1980). "Aspectos ecologicos del plancton de la Bahía de La Paz, Baja California." An. Centro. Cienc. del Mar Limnol. Univ. Nal. Auton. Mexico, 7(2): 217-248 3847.
- SOLI, G., J. ESPINOZA, et al. (1978). "Estudio comparativo de poblaciones fitoplanctonicas del exterior e interior de tres esteros de la bahia de La Paz, B.C.S." Informe General de Labores, CIB, p. 159-162 3908.
- SOLI, G., C. LECHUGA, et al. (1978). "Aislamiento y cultivo de especies de fitoplancton de la bahia de La Paz." Informe General de Labores, CIB, p. 155-158 3909.
- TREVINO-GARCIA, E. and S. E. CASTRO-G. (1984). "La importancia de la calidad del agua en area de crecimiento y explotacion de moluscos bivalvos destinados al consumo humano." In: Memoria, Presente y futuro de la ensenada de La Paz, La Paz, B. C. S., Mexico, p. 65-81 4115.
- URBAN-R., J., R. VALLES-J., et al. (1990). "Ecologia de los cetaceos de la Bahía de La Paz, B. C. S. Resultados preliminares." In: Programa y Resumenes. VIII Simposium Internacional de Biologia Marina, Junio 4-8, 1990, Ensenada, Baja California, Mexico. p. 55 4149.
- VALDEZ-RIVAS, A. ((1979)). "Pelecaniformes en la Bahía de La Paz, Baja California Sur." In: Memorias del 1er. Simposio sobre Biologia Marina, 6, 7 y 8 de diciembre 1978, La Paz, B.C.S. Univ. Auton. Baja California, Area de Ciencias del Mar, p. 7-28 4167.

- VALDEZ-RIVAS, A., F. REYNOLDS, MENDOZA, et al. (1979). "Aspectos del comportamiento de las aves marinas en los islotes de la Bahía de La Paz." Memoria III Simp. Binacional sobre el Medio Ambiente del Golfo de California, 26-30 abril 1978. La Paz, B.C.S., INIF Publ. Esp. No. 14, p. 63-66 4258
- VILLAMAR-C., A. (1965). "Fauna malacologica de la Bahía de La Paz, B.C.S., con notas ecológicas." An. Inst. Nat. Invest. Biol. Pesq., 1: 113-152 4248
- VILLAMAR-C., A. (1965). "Fauna malacologica de la Bahía de La Paz, con notas ecológicas." II Congreso de Oceanografía, Ensenada, Baja Calif., p. 87 4249
- VILLARREAL-LIZARRAGA, A. (1988). "Nuevos hospederos de dos especies de trematodos (Fam. Opecoelidae)." In: Resúmenes, I Congreso, Asociación de Investigadores del Mar de Cortez, Hermosillo, Sonora, Mexico 4255
- VILLAVICENCIO-G., C. J. (1983). "Distribución y abundancias relativas de la Familia Serranidae en la Bahía de La Paz, B.C.S." In: Resúmenes, VII Congreso Nacional de Zoología, Xalapa, Ver., 4-10 diciembre 1983, p. 123 4256
- VILLAVICENCIO-G., C. J. (1985). "Teleosteos demersales de la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico." In: VIII Congreso Nac. de Zoología, Saltillo, Coah., 26-30 agosto 1985, p. 6 4258
- VILLAVICENCIO-GARAYZAR, C. J. (1990). "Abundancia relativa y notas biológicas de la raya mariposa << *Gymnura marmorata* >> (Cooper) en la Bahía de La Paz, Mexico." In: Programa y Resúmenes, VIII Simposium Internacional de Biología Marina, Junio 4-8, 1990, Ensenada, Baja California, Mexico, p. 45 4260
- VILLAVICENCIO-GARAYZAR, C. J. and J. R. GUZMAN-POO (1989). "Mertandad de << *Vinciguerria locetia* >> (Gannan, 1899) (Pisces: Teleostei: Gonostomatidae) en la Bahía de La Paz, B.C.S., Mexico." Invest. Marinas, CICIMAR, 4(1): 123-124 4262