



**MEZCLA TURBULENTA Y TRANSPORTE DE MASA
EN LA BAHÍA Y ENSENADA DE LA PAZ, B.C.S.:
EXPERIMENTACIÓN Y MODELACIÓN NUMÉRICA**

por

Felipe Salinas-González

Disertación Presentada
EN EL CENTRO INTERDISCIPLINARIO
DE CIENCIAS MARINAS DEL
INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
Como Requisito Parcial
Para Obtener el Grado de
DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS
(Oceanografía Física)

Noviembre del año 2000

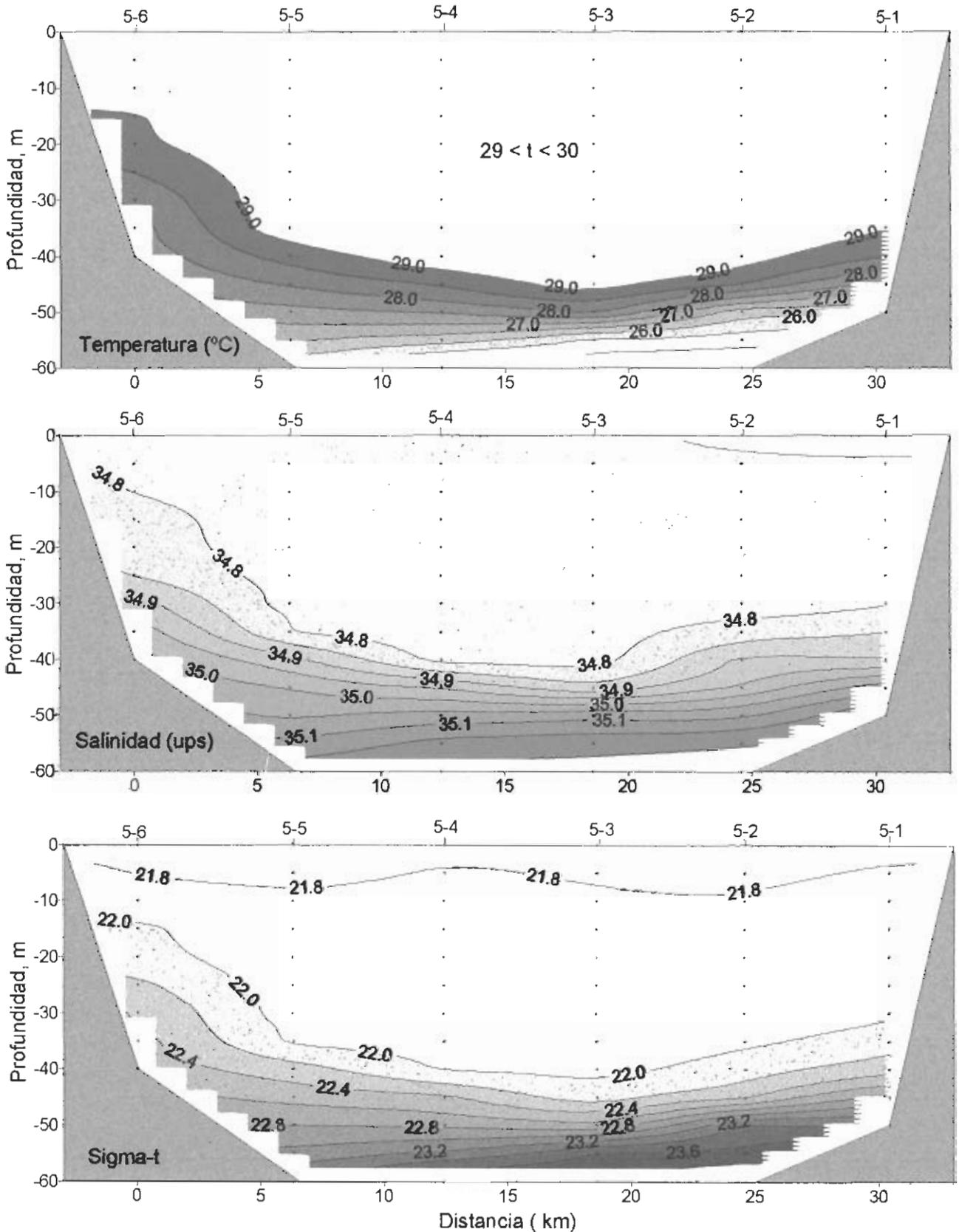


Fig.2.34. Línea 5, secciones de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.

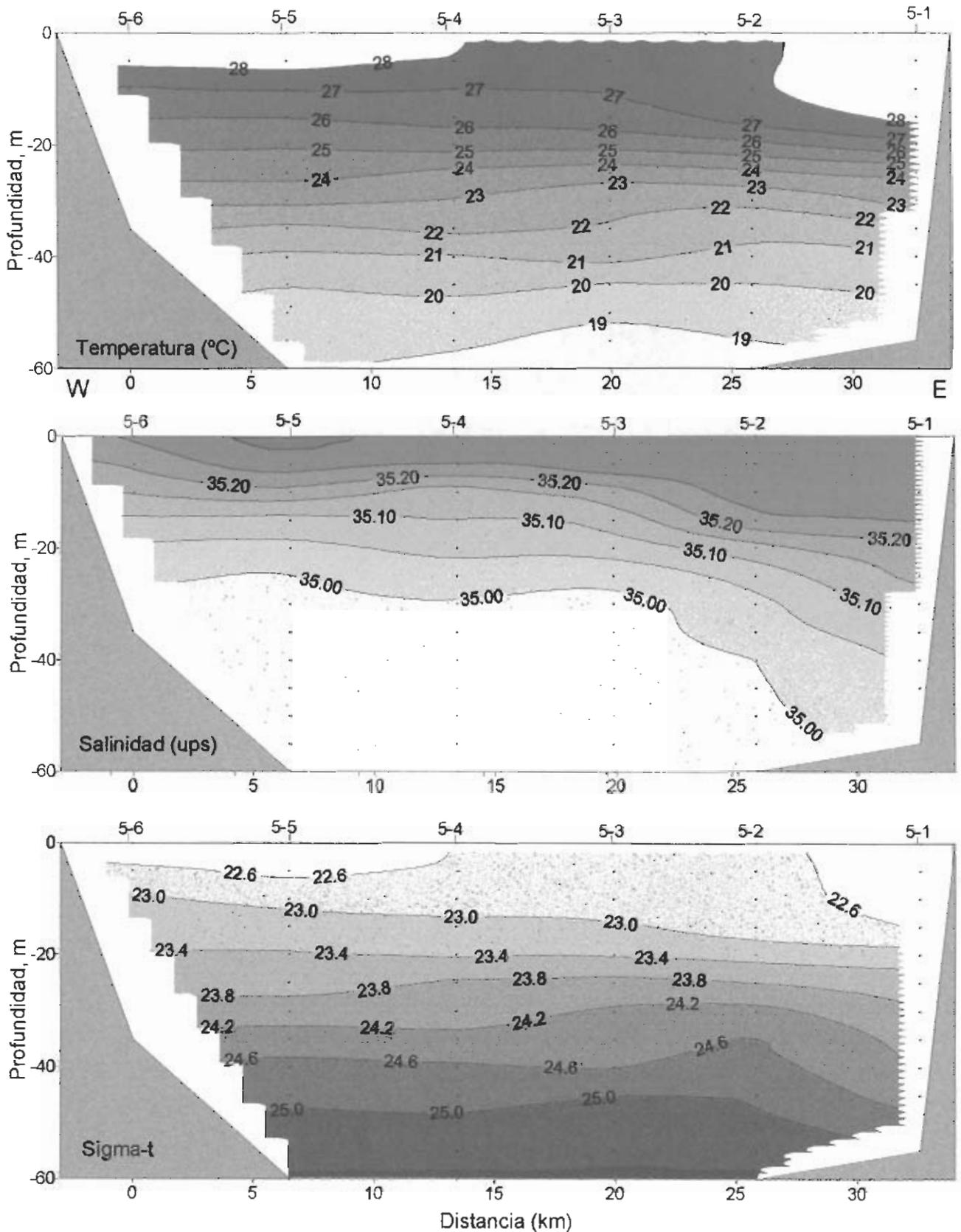
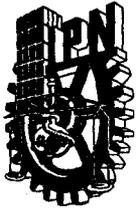


Fig.2.35. Línea 5, secciones de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de la Paz del 18-20 de agosto de 1999.

Pero al considerar la interacción océano-atmósfera, se observa que durante la primavera y verano cesan los intensos vientos, aumenta considerablemente la radiación solar, disminuye la presión atmosférica y aumenta la evaporación. Como resultado desaparece la energía de mezclado (por oleaje y viento), la radiación solar aumenta la temperatura superficial del agua, la evaporación aumenta la salinidad en la capa superficial. Como consecuencia el proceso vertical de difusión de temperatura y salinidad aumenta, así dichos procesos trabajan para disminuir y algunas veces hasta desaparecer la capa de mezcla, estableciendo un gradiente vertical intenso y continuo de temperatura durante el verano.

El hundimiento o elevación de isotermas, isohalinas y de isopicnas no siempre están asociadas al fenómeno de hundimientos o afloramiento de agua. La distribución de masa de la Figura.2.34 induce un sistema de corrientes que provoca una circulación termohalina. En la Figura 2.36 la sección de temperatura de norte a sur que pasa por la estación 4 de cada línea (ver Fig.2.15) muestra que la isoterma de los 26 °C se encuentra a los 55 m de profundidad entre las estaciones 3-4 y 3-7, mientras que la misma isoterma es localizada a los 20 m de profundidad en la Figura 2.37. La explicación física de este proceso es el mismo que se discutió para las Figuras 2.34 y 2.35. Las características de la sección 5 también se observan en la sección norte-sur.

En los muestreos de octubre de 1997 (Fig.2.38) y de agosto de 1999 (Fig. 2.39) en los niveles de 0, 20, 40 y 60 m de profundidad, los máximos intervalos de temperaturas en cada nivel respectivamente son de 1 °C, 3.2 °C, 2 °C y 2,1 °C y de 0.4 °C, 1.2 °C, 2.4 °C y 2.4 °C. En la distribución horizontal de temperaturas el rango de la misma en los primeros 20 m de profundidad es mayor en octubre que en agosto. Esto se explica porque en octubre existe la capa de mezcla (Figs. 2.17, 2.34 y 2.36) y en agosto no (Figs. 2.17, 2.35 y 2.37). Los rangos de temperatura en las capas de 40 y 60 m de profundidad son casi iguales en ambos casos porque aquí la mezcla es casi sólo por difusión, la época de máximo calentamiento es en agosto de cada año pero en octubre de 1997 la capa de agua de los 0-140 m de profundidad es más cálida que la correspondiente capa de agosto de 1999 (Fig.2.17). Es de suponerse que es el resultado de la redistribución interna de



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL

COORDINACION GENERAL DE POSGRADO E INVESTIGACION

ACTA DE REVISION DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S. siendo las 12:00 horas del día 23 del mes de junio del 2000 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis de grado titulada:

“MEZCLA TURBULENTO Y TRANSPORTE DE MASA EN LA BAHÍA Y ENSENADA DE LA PAZ, B.C.S.: EXPERIMENTACIÓN Y MODELACIÓN NUMÉRICA”

Presentada por el alumno:

SALINAS

Apellido paterno

GONZÁLEZ

materno

FELIPE

nombre(s)

Con registro:

9	6	1	3	8	5
---	---	---	---	---	---

Aspirante al grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **SU APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Director de tesis
PRIMER VOCAL

DR. OLEG ZAITSEV

PRESIDENTE

DR. EVGUENI CHOUMILINE

SECRETARIO

DR. OSCAR E. HOLGUÍN QUINONES

SEGUNDO VOCAL

DR. ALEJANDRO ALVAREZ ARELLANO

TERCER VOCAL

DR. ARTEMIO GALLEGOS GARCÍA

EL PRESIDENTE DEL COLEGIO

MC. VICTOR MANUEL GÓMEZ MUÑOZ

I. P. N.
CICIMAR
DIRECCION

RESUMEN

La Ensenada (laguna) y Bahía de La Paz son cuerpos costeros de agua con profundidades máximas de 10 y 400 m respectivamente, ubicadas en la porción suroriental de la península de Baja California. En estos cuerpos se planteó conocer y evaluar los procesos de difusión turbulenta y transporte de masa mediante la experimentación de campo y modelación numérica.

El tiempo de residencia del agua en la Ensenada de La Paz fue de 5.4 períodos de marea, éste sería suficiente para renovar el agua si la Ensenada tuviera un sistema de mezcla y circulación efectivo, pero sus extensas áreas someras no lo permiten y sólo presenta una circulación de bombeo por marea, perturbada por las condiciones de viento local. Los perfiles de temperatura en la Bahía de La Paz muestran que en la capa de mezcla (los primeros 50 m de profundidad) el contenido de calor fue mayor en X/97 que en VIII/99 (mes/año), dicha evidencia es una consecuencia del impacto de EL NIÑO de 1997. Los diagramas TS de los muestreos de: octubre de 1997, noviembre de 1998, y agosto de 1999 (mes/año) muestran que desde la superficie hasta los 130 m de profundidad el cuerpo de agua se encuentra con características hidrológicas de la frontera entre las masas de agua superficial ecuatorial (ASE) y del agua del Golfo de California (AGC). Pero a profundidades mayores de 150 m el agua es siempre similar a la masa de agua subsuperficial subtropical (ASsSt), esto hace suponer que las aguas de la Bahía de La Paz son locales.

La Ensenada de La Paz presentó uniformidad espacial en la intensidad de mezcla turbulenta la cual está relacionada con la batimetría, procesos de marea y corrientes de un amplio rango de escalas. Los cálculos mostraron que el coeficiente de difusión turbulenta en la Ensenada de La Paz se encuentra en el rango de 100 a 1000 cm^2/s , mientras que en la Bahía dicho rango es 10 veces mayor porque intervienen procesos de mayor amplitud espacial y temporal.

La circulación inferida a partir de los resultados experimentales es corroborada con la aplicación del modelo baroclínico tridimensional de corrientes en la Bahía de La Paz con forzamiento de un campo uniforme de viento del norte y del sur. Los resultados del modelo señalan que en la capa superficial la entrada de agua es por la boca principal y el canal de San Lorenzo y la formación de un giro anticiclónico desde los 50 hasta los 250 m de profundidad. La simulación numérica sobre la ventilación de la Bahía de La Paz consiste en suponer inicialmente que ésta se encuentra homogéneamente contaminada al 100 % y el forzamiento del viento induce una circulación que reemplaza agua sucia por limpia. El pronóstico del modelo para 7 días con viento del norte de 7 m/s, mostró que el contaminante fue diluido en casi toda La Bahía a excepción de cuatro zonas de estancamiento: dos en la costa occidental de la bahía, una frente a las islas y la última al sur de la bahía. Para vientos del sur, el estancamiento intenso se dio en la parte oriental de la bahía y al sur de la misma (frente al Mogote).

ABSTRACT

The Lagoon (Ensenada) and Bay of La Paz are coastal water bodies with maximum depth of 10 and 400 m respectively, located on the southeastern portion of the Baja California peninsula. The subject for the study of this water bodies was to know and evaluate the processes of turbulent diffusion and mass transport throughout the field experimentation and numerical modeling.

The residence time of the water in the La Paz Lagoon was of 5.4 tide periods, which would be enough to exchange all water if the lagoon would have an effective circulation and mixing system, but its extensive and shallow areas does not allow it. Thus, the lagoon shows only a circulation by pumping tide, perturbed by local wind conditions. In the La Paz Bay, temperature profiles show that in the mixed layer (first 50-m) the content of heat was higher in X/97 than VIII/99 (month/year), such difference was a consequence of the El NIÑO from 1997. The TS diagrams from the gatherings of 10/97, 11/98 and 8/99 from surface to 130 m depth, the Bay water has hydrologic properties like to the frontier between the Equatorial Surface Water Mass (SEA) and the Gulf of California Water Mass (CGA). But for depths morere than 150 m, the water is similar to the Subtropical Subsurface Water Mass (ASsSt), which support the idea that the surface water (first 130 m depth) of the Bay is local.

The intensity of the turbulent diffusion was uniform in the Ensenada de La Paz and was partially related to bathimetry, tide processes and currents of large spatial and temporal scale. The calculus show that the turbulent diffusion coefficient in the Ensenada de La Paz Lagoon is in the range of 100-1000 cm^2/s , while in the Bay the coefficient is 10 times more height, because the involved processes are of bigger amplitude in both space and time.

Inferred circulation from experimental results in La Paz Bay are reproduced by a third dimension baroclinic model of currents, forced by an uniform north wind. This model shows the input of water through the main mouth and for the San Lorenzo channel and the formation of an anticyclonic vortices from 50 down to 250 m depth. The numerical ventilation considers an initial situation in which a pollutant is distributed homogeneously in 100% on the Bay and the induced circulation by wind forcing exchange polluted water by fresh water. The model forecasting for 7 days with north wind of 7 m/s, shows that the contaminant was diluted in almost all the Bay by exception of stagnation in four zones; two in the western coast of the Bay, in front of the islands and the southern potion of the Bay. For south wind the strong stagnation was observed in the eastern side of the Bay and the southern portion, off the El Mogote.

**CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE
CIENCIAS MARINAS
BIBLIOTECA
I. P. N.
DONATIVO**

PREFACIO

El presente trabajo aborda diferentes temas de manera integral, comprendiendo algunos procesos que inciden en la mezcla y transporte de sustancias en aguas costeras. Los experimentos realizados en el área de estudio bajo diferentes condiciones aportan más conocimiento sobre los procesos de difusión turbulenta. Se establece la influencia de las condiciones estacionales sobre el cuerpo de agua de la Bahía. La circulación es inferida a partir del análisis de resultados hidrológicos en la Ensenada y Bahía de La Paz. Mediante la simulación numérica se establece el transporte tridimensional de masa en la Bahía y la dispersión de material bajo la influencia de corrientes inducidas por el viento y finalmente se realiza un modelo sobre ventilación en la Bahía.

El capítulo 1 establece los fundamentos de la tesis, la hipótesis, justificación y los objetivos mediante la revisión y el análisis de la información sobre el tema y las investigaciones realizadas en la zona de estudio.

El capítulo 2 muestra los resultados de los estudios hidrológicos e hidrodinámicos realizados en la Ensenada y Bahía de La Paz. Los antecedentes y el análisis de la información permiten establecer un tipo de circulación en dichos cuerpos de agua. Los resultados infieren la existencia de giros ciclónicos al centro de la Bahía; los diagramas T-S sugieren que el cuerpo de agua de la Bahía es costero y cambian sus características debido a las condiciones ambientales durante las estaciones del año.

En el capítulo 3 se encuentran los cálculos de los parámetros de difusión turbulenta para la Ensenada y Bahía de La Paz obtenidos como resultado del tratamiento de la información colectada durante los experimentos con manchas de uranina. El impacto de los fenómenos ambientales sobre cada cuerpo de agua está intrínsecamente representado en el valor del parámetro de difusión turbulenta, dicho coeficiente es un resultado esencial para la modelación de transporte de masa tratado en el capítulo cuatro. Además se realizaron cálculos de corrientes lagrangeanas siguiendo las trayectorias de las manchas de uranina finalmente se realiza la comparación hidrológica entre los muestreos de octubre de 1997, noviembre de 1998 y agosto de 1999 y la influencia de la radiación solar y

de la evaporación sobre el cuerpo de agua.

El capítulo 4 trata la solución numérica del modelo baroclínico tridimensional de corrientes residuales que permite establecer la circulación en tres dimensiones para la Bahía de La Paz. Este modelo tiene el eje vertical normalizado mediante la transformación Z, esto hace posible la simulación conjunta de las partes someras y profundas de la Bahía de la Paz. Los resultados del campo de velocidades tridimensionales del modelo baroclínico son usados para alimentar (como datos de entrada), al modelo de transporte de masa de la Ecuación de Advección Difusión (EAD) en la Bahía de La Paz.

El capítulo 5 resume los principales resultados, la discusión del trabajo experimental y de los modelos numéricos bajo conceptos oceanográficos y principios de leyes físicas.

TABLA DE CONTENIDO

Titulo.....	i
Autorización de examen.....	ii
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Resumen.....	v
Abstract.....	vi
Prefacio.....	vii
Lista de tablas.....	ix
Lista de figuras.....	xii
Indice.....	xxii

LISTA DE TABLAS

Capítulo 1.

Tabla 1.1	Principales armónicos en el puerto de La Paz, B.C.S. Latitud 24° 09.7' N, Longitud 110° 20.7' W. (Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. de Geofísica, 1994).....	3
Tabla 1.2	Representación esquemática de procesos geohidrodinámicos en la escala de tiempo y espacio (Nihoul, 1991).....	23
Tabla 1.3	Soluciones de la ecuación de advección difusión (EAD), propuesta por diferentes autores.....	29

Capítulo 2.

Tabla 2.1.	Cálculo geométrico y dinámico del prisma de marea y del tiempo de residencia en la ensenada. Volumen promedio de agua en la ensenada-canal $186 \times 10^6 \text{ m}^3$ durante un período de marea (24:50 h)...	68
------------	---	----

Tabla 2.2.	Parámetros meteorológicos de promedios mensuales para los meses de campañas de muestreos en el área de estudio	75
Tabla 2.3.	Características termohalinas de las masas de agua del Golfo de California (Torres-Orozco, 1993).....	109

Capítulo 3.

Tabla 3.1	Coeficientes de difusión turbulenta vertical en diferentes regiones oceánicas (Okubo y Pritchard, 1969).....	124
Tabla 3.2	Corrientes lagrangeanas en la Ensenada de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 13 de marzo de 1996.....	148
Tabla 3.3	Corrientes lagrangeanas en la Ensenada de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 14 de marzo de 1996.....	154
Tabla 3.4	Resultados difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 3 inició a las 11:00 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.....	157
Tabla 3.5	Resultados difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 6 inició a las 13:00 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.....	157
Tabla 3.6	Resultados de difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 7 inició a las 13:08 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.....	158
Tabla 3.7	Resultados sobre difusión turbulenta con uranina. Mancha 6 del 14 de marzo de 1996, en la Ensenada. Tiempo de inicio 13:00 ...	159
Tabla 3.8	Resultados de difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 7 inició a las 15:00 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.....	161
Tabla 3.9	Corrientes lagrangeanas en la Bahía de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 12 de Febrero de 1997.....	167
Tabla 3.10	Corrientes lagrangeanas en la Bahía de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 13 de febrero de 1997.....	170

Tabla 3.11	Resultados experimentales sobre difusión turbulenta con uranina en la Bahía de La Paz el 12 de febrero de 1997.....	172
Tabla 3.12	Resultados experimentales sobre difusión turbulenta con uranina en la Bahía de La Paz el 13 de febrero de 1997.....	173

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Fig. 1.1	Localización del área de estudio	4
Fig. 1.2	Representación de la velocidad instantánea (u), velocidad promedio (\bar{u}), fluctuaciones de velocidad (u') y longitud (l) del promedio móvil, cuando $u = \bar{u} + u'$ (según Okubo, 1970).....	13
Fig. 1.3	Esquema de difusión para una sustancia liberada instantáneamente. Contornos de concentración constante $C(x, y)$ a intervalos regulares de tiempo Δt_i (Bowden, 1972).....	14
Fig. 1.4	Esquemas de difusión para la pluma de una sustancia: a) estela de la pluma sobre un campo de corrientes en la dirección x ; b) distribución superficial de concentración de la pluma en la sección transversal MN (Bowden, 1972).....	16
Fig. 1.5	Esquema logarítmico de la distribución de densidad de energía en el océano para diferentes escalas. El intervalo a-b, marca las zonas en las cuales la ley de potencia de $-5/3$ se cumple (según Ozmidov, 1965).....	22
Fig. 1.6	Gráficos de distribución Gaussiana: a) gráficos que resultan del muestreo de una pluma de colorante a cuatro profundidades, b) ajuste de las funciones teóricas de distribución a partir de los parámetros experimentales (Morales, 1994).....	31
Fig. 1.7	Esquema de circulación para la Ensenada de La Paz (Morales, 1982).	36
Fig. 1.8	Series de tiempo del nivel del mar registradas en San Felipe, Santa Rosalía y Cabo San Lucas. Fases de la luna: cuarto menguante (CM), cuarto creciente (CC), luna nueva (LN), luna llena (LLI).(Marinone, 1997).....	39

Fig.1.9	Pronóstico de mareas para la estación de San Felipe en el Golfo de California: a) cuando el modelo es forzado únicamente con el armónico semidiurno M_2 ; b) el modelo es forzado con los armónicos M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 y P_1	42
---------	---	----

Capítulo 2

Fig. 2.1	Batimetría en metros de la Bahía de La Paz (Cruz-Orozco et al., 1996) y de la Ensenada de La Paz (carta mexicana No. 357).....	46
Fig. 2.2	Líneas de ecosondeo, batimetría y localización de estaciones fijas de muestreo de corrientes, mareas, temperatura y salinidad en la Ensenada de La Paz.....	48
Fig. 2.3	Secciones batimétricas de la Ensenada de La Paz, noviembre de 1994.....	49
Fig. 2.4	Localización de la estaciones de muestreo de los perfiles hidrológicos y de corrientes, en la Ensenada de La Paz, del 24 de noviembre de 1994.....	50
Fig. 2.5	Perfiles verticales de temperatura, salinidad y sigma-t en las estaciones 3, 4, 5 y 6 en la Ensenada de La Paz, 24 de noviembre de 1994.....	51
Fig. 2.6	Perfiles verticales de salinidad, temperatura y densidad en las estaciones 1, 2, 8, 10 y 12 en la Ensenada de La Paz. 24 noviembre de 1994.....	53
Fig. 2.7	Perfiles verticales de corrientes y su representación polar de las estaciones 5, 6, 10 y 12 en la Ensenada de La Paz. 24 noviembre de 1994.....	54
Fig. 2.8	Series de tiempo de marea, corrientes, temperatura y salinidad en las estaciones fijas. Indicando la hora en que se obtuvieron los perfiles hidrológicos en la Ensenada de La Paz, noviembre de 1994.....	57

Fig. 2.9	Series de tiempo de mareas y corrientes en las estaciones fijas. Señalando un período de mareas del 21-22 de noviembre de 1996, en la Ensenada de La Paz.....	58
Fig.2.10	Corrientes de marea durante un período de marea de las estaciones fijas en la Ensenada de La Paz, del 21-22 de noviembre de 1994.....	59
Fig.2.11	Mareas en las estaciones fijas A y C, en la boca y el extremo interior del canal en la Ensenada de La Paz, del 21-22 de noviembre de 1994.....	60
Fig.2.12	Mareas y corrientes de las estaciones A, C y D, en la Ensenada de La Paz, del 21 al 23 de noviembre de 1994.....	61
Fig.2.13	Comparación de la temperatura y salinidad de las estaciones fijas A y C, ancladas al fondo en la Ensenada de La Paz, del 21-23 de noviembre de 1994.....	63
Fig.2.14	Series de tiempo de mareas y corrientes en la estación A: a) un dato cada 20 minutos, b) sección transversal donde A_0 representa el área fija, $A_1(t)$ el área que depende de la marea, L la longitud del canal y $Z(t)$ es la altura de la marea.....	66
Fig.2.15	Red de muestreos hidrológicos e hidrodinámicos en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997, del 18-20 de noviembre de 1998, del 18-20 de agosto de 1999 y el recorrido de las secciones A y B el 1 de julio de 1996.....	70
Fig.2.16	Perfiles de norte a sur pasando por las estaciones 3 de las líneas 1, 3, 4, 7 y 8. A partir del segundo son desfasados sucesivamente 0.5 unidades respecto del primero que siempre tiene su origen correcto. Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	73
Fig.2.17	Comparación de perfiles de temperatura, salinidad y sigma-t en dos estaciones de la Bahía de La Paz; a) octubre de 1997 (cruces), b) noviembre de 1998 (línea delgada) y c) agosto de 1999 (línea gruesa).....	74

Fig.2.18	Línea 1, sección vertical de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.....	76
Fig.2.19	Línea 4, sección de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	78
Fig.2.20	Línea 6, sección de temperatura, salinidad y sigma-t del 22-24 de octubre de 1997.....	79
Fig.2.21	Línea 8, sección vertical de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	80
Fig.2.22	Sección vertical de norte a sur en la bahía pasando por la estación 3 de cada línea de: temperatura, salinidad y sigma-t, en octubre de 1997.....	81
Fig.2.23	Distribución horizontal de temperatura (°C) en los niveles de 0, 20, 40 y 60 metros de profundidad en la bahía, del 22-24 de octubre de 1997.....	83
Fig.2.24	Distribución horizontal de salinidad (ups) en los niveles de 0, 20, 40 y 60 metros de profundidad, en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	84
Fig.2.25	Distribución horizontal del campo de densidad (sigma-t) a los 0, 20, 40 y 60 m profundidad en la Bahía de La Paz. del 22-24 de octubre de 1997.....	87
Fig.2.26	Campo horizontal de corrientes del perfilador acústico: a) en la capa superficial de los primeros 5 m, b) en la capa de 35-40 m de profundidad en la Bahía, octubre de 1997.....	88
Fig.2.27	Perfiles de temperatura, salinidad y Sigma-t en la línea A. El gráfico de la estación 1 tiene origen correcto, las estaciones 6, 13 y 17 tienen gráficos desfasados 0.5, 1.0 y 1.5 unidades con respecto de la estación 1, el 1 de julio de 1997.....	90
Fig.2.28	Sección vertical de la línea A, al norte de la Isla Partida, el 1 de julio de 1997.....	91
Fig.2.29	Perfiles de temperaturas, salinidades y sigma-t en la línea B. El gráfico de la estación 1 es correcto y para las estaciones 7, 14 y	

	21 son desfasadas 0.5, 1.0 y 1.5 unidades respecto de la primera.....	93
Fig.2.30	Sección vertical de la línea B al norte de la Isla Partida de temperatura, salinidad, sigma-t y frecuencia de Brunet-Väisälä el 1 de julio de 1997.....	94
Fig.2.31	Comparación de temperatura, salinidad y sigma-t entre las estaciones próximas a la boca de la bahía y las alejadas de la misma. Línea A (gruesa), línea B (delgada), el 1 de Julio de 1997.....	95
Fig.2.32	Circulación de la Ensenada de La Paz, inferida por análisis hidrológico y de corrientes.....	98
Fig.2.33	Circulación de! cuerpo de agua de la Bahía de La Paz, inferida a partir del análisis hidrológico e hidrodinámico.....	101
Fig.2.34	Línea 5, secciones de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	105
Fig.2.35	Línea 5, secciones de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 18-20 de agosto de 1999.....	106
Fig.2.36	Sección vertical de norte-sur de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	110
Fig.2.37	Sección vertical de norte-sur de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 18-20 de agosto de 1999.....	111
Fig.2.38	Distribución horizontal de temperatura a 0, 20, 40 y 60 m de profundidad en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.....	112
Fig.2.39	Distribución horizontal de temperatura (°C) a 0, 20, 40 y 60 m de profundidad en la Bahía de La Paz, del 18-20 de agosto de 1999.....	113
Fig.2.40	Diagramas T-S en la Bahía de La Paz: a) del 22-24 de octubre de 1997, b) del 18-20 de noviembre de 1998, c) del 18-20 de agosto de 1999 y d) en la zona externa de la Bahía de la Paz, el 1 de julio de 1997.....	115

Capítulo 3

Fig.3.1	a) Perfil ideal de corrientes de marea. b) Remolinos de diferente escala generados por: viento, oleaje, fricción y corrientes residuales.....	121
Fig.3.2	Perfiles logarítmicos de corrientes de deriva de viento para algunos parámetros ambientales establecidos.....	123
Fig.3.3	Esquemas de: a) corrientes de deriva de viento (transporte de Stok), b) transporte por el rompimiento de olas por viento, llamadas olas de copete blanco (Spillin) y c) transporte por el rompimiento de las olas en la costa con pendiente grande (plunging).....	128
Fig.3.4	Celdas de circulación de Langmuir, las líneas de convergencia y divergencia son paralelas a la dirección del viento. Las partículas circulan en forma helicoidal en la dirección del viento contribuyendo al proceso vertical de mezcla.....	130
Fig.3.5	Fotografía aérea de una mancha de colorante, 1:25 h. después de ser liberada instantáneamente frente a las costas de Cabo Kennedy. Largo de la mancha= 990 m. Escala: Longitud del barco 36 m. (Foto 08-62, Mr. R.W. Linfield, Chesapeake Bay).....	133
Fig.3.6	Varianza versus tiempo de difusión local ajustada a la ley de la tercera potencia (Okubo, 1971).....	134
Fig.3.7	Difusión local aparente versus escala longitudinal de remolinos, ajustada a la ley de potencia de 4/3 (Okubo, 1971).....	135
Fig.3.8	Esquema de experimentación con manchas de uranina registradas con fotografía aérea. También se tomaron datos de altura de vuelo, posición de la mancha, de intensidad del viento y altura de vuelo.....	145
Fig.3.9	Localización del sembrado de las manchas de uranina en la Ensenada de La Paz, del 10-15 de marzo de 1996.....	146

	encuentra en la tabla 3.12 del 13 de febrero de 1997.....	166
Fig.3.19	Ajuste del área de las manchas a un polinomio de segundo grado y a una recta semilogarítmica, del 12 y 13 de febrero de 1997, en la Bahía de La Paz.....	169
Fig.3.20	Evolución del coeficiente de difusión turbulenta en el tiempo. a) para el día 12 y b) para el día 13 de marzo de 1997 en la Bahía de La Paz.....	175

Capítulo 4.

Fig.4.1	Malla horizontal de cálculos, estaciones 37 y 41, sistema de coordenadas cartesianas, líneas de secciones zonales y meridionales usadas en los modelos 3D baroclínico y de transporte.....	195
Fig.4.2	Perfiles empíricos de densidad y los del modelo de Yoshida.....	196
Fig.4.3	Distribución superficial de Sigma-t en la Bahía de La Paz, octubre de 1997.....	197
Fig.4.4	Profundidad de la pycnoclina $\chi(x, y)$ en metros en la Bahía de La Paz, octubre de 1997.....	198
Fig.4.5	Distribución de la función de flujos totales $\Psi(x, y)$ en sverdrups, con viento del norte, para octubre de 1997.....	199
Fig.4.6	Distribución de la función de flujos totales $\Psi(x, y)$ en sverdrups, en la Bahía de La Paz, con viento del sur, octubre de 1997.....	201
Fig.4.7	Campo horizontal de corrientes superficiales en la Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.....	202
Fig.4.8	Campo horizontal de corrientes a 50 m de profundidad en la Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.....	203
Fig.4.9	Campo horizontal de corrientes a 100 m de profundidad en la Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.....	204
Fig.4.10	Campo horizontal de corrientes a 250 m de profundidad en la	

	Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.....	205
Fig.4.11	Campo vertical de corrientes a 50 m de profundidad en la Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.	206
Fig.4.12	Secciones zonal y meridional del campo horizontal de corrientes (cm/s) en la Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.....	208
Fig.4.13	Secciones zonal y meridional del campo vertical de corrientes en la Bahía de La Paz, con viento del norte, octubre de 1997.....	209
Fig.4.14	Distribución de una sustancia derramada desde una fuente en la boca del canal. Para 3 días de pronóstico, con viento del norte y sur en la Bahía de La Paz.	213
Fig.4.15	Distribución de la concentración de una sustancia derramada desde una fuente en el canal. Pronóstico para 7 días, con viento del norte y sur, en la Bahía de La Paz.....	214
Fig.4.16	Distribución de la concentración de una sustancia derramada desde una fuente en el canal. Pronóstico para 14 días, con viento del sur y del norte en la Bahía de La Paz.....	215
Fig.4.17	Secciones de distribución de la concentración de una sustancia derramada en el canal. Pronóstico para 3, 7 y 14 días, con vientos del norte y sur, en la Bahía de la Paz.....	216
Fig.4.18	Secciones meridionales de distribución de la concentración de una sustancia derramada en el canal. Pronóstico para 3, 7 y 14 días, con viento del norte y sur, en la Bahía de La Paz.....	217
Fig.4.19	Distribución de la concentración de una sustancia derramada cerca del poblado Las Ánimas. Para 1 día de pronóstico, con viento del norte y sur, en la Bahía de La Paz.....	219
Fig.4.20	Distribución de la concentración de una sustancia derramada cerca del poblado Las Animas. Para 3 días de pronóstico, con viento del norte y sur en la Bahía de La Paz.....	220
Fig.4.21	Distribución de la concentración de una sustancia liberada cerca	

del poblado Las Animas. Para 7 días de pronóstico, con viento del norte y sur, en la Bahía de La Paz..... 221

Fig.4.22 Secciones de distribución de la concentración de una sustancia descargada frente al poblado Las Ánimas. Pronóstico para 1, 3, y 7 días, con viento del norte y sur en la Bahía de La Paz..... 222

Fig.4.23 Secciones zonales de distribución de una sustancia liberada frente al poblado de Las Ánimas: a) para viento del norte y b) para viento del sur. Sección meridional de distribución: c) para viento del norte y d) para viento del sur en la Bahía de La Paz..... 223

Fig.4.24 Experimento numérico sobre ventilación del cuerpo de agua de la Bahía de La Paz. Distribución inicial de la concentración de la sustancia del 100% uniforme en toda la Bahía. Pronóstico para 7 días, con vientos del norte y del sur..... 225

INDICE

CAPÍTULO 1. MARCO DE REFERENCIA.....	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Característica del área del estudio.....	2
1.3. Planteamiento del problema.....	5
1.3.1. Definición del problema.....	5
1.3.2. Hipótesis.....	5
1.3.3. Justificación.....	5
1.3.4. Equipo y material.....	6
1.3.5. Metodología.....	6
1.4. Antecedentes.....	8
1.4.1. Procesos de transporte en la zona costera.....	17
1.4.2. Difusión turbulenta: fundamentos teóricos y experimentales...	19
1.4.3. Métodos de modelación del transporte.....	26
1.4.4. Estado del conocimiento de procesos hidrodinámicos en la Bahía y Ensenada de La Paz.....	34
CAPÍTULO 2. CARACTERIZACIÓN EXPERIMENTAL DE LA HIDRODINÁMICA DE LA ENSENADA Y BAHÍA DE LA PAZ.....	44
2.1. Introducción.....	44
2.1.1. Área de estudio.....	45
2.2. Hidrodinámica en la Ensenada de la Paz.....	47
2.2.1. Localización de las secciones batimétricas y estaciones hidrodinámicas.....	47
2.2.2. Perfiles hidrológicos y de corrientes.....	47
2.2.3. Variabilidad temporal de los parámetros hidrológicos en las estaciones fijas.....	55
2.2.4. Influencia de las mareas en las estaciones fijas.....	55

2.2.5.	Cálculos del intercambio de agua del sistema ensenada- bahía y del tiempo de residencia en la Ensenada de La Paz..	62
2.2.6.	La circulación en la Ensenada de La Paz.....	68
2.3.	Hidrodinámica en la Bahía de La Paz.....	69
2.3.1.	Estructura termohalina tridimensional de la Bahía de La Paz.	71
2.3.2.	Corrientes en la Bahía de La Paz.....	85
2.3.3.	La circulación en la Bahía de La Paz.....	86
2.4.	Secciones externas de la Bahía de La Paz.....	89
2.5.	Similitud y diferencia de resultados por zonas.....	96
2.5.1.	La Ensenada de La Paz.....	96
2.5.2.	La Bahía de La Paz.....	97
2.5.3.	Zona externa de la Bahía de La Paz.....	102
2.5.4.	Comparación hidrológica de los muestreos de octubre de 1997 y agosto de 1999.....	103
2.5.5.	Diagramas T-S dentro de la Bahía de La Paz y en la parte externa de la misma.....	108

CAPÍTULO 3. EXPERIMENTACIÓN LAGRANGEANA SOBRE

TRANSPORTE ADVECTIVO Y DIFUSIÓN TURBULENTA..... 117

3.1.	Introducción.....	117
3.1.1.	Dispersión absoluta y relativa.....	118
3.2.	Procesos de mezcla.....	119
3.2.1.	Mezcla por mareas.....	119
3.2.2.	Mezcla por viento.....	120
3.2.3.	Mezcla por oleaje.....	125
3.2.4.	Mezcla por circulación de Langmuir.....	127
3.3.	Aspectos metodológicos de la experimentación.....	129
3.3.1.	Liberación instantánea de colorante.....	131
3.3.2.	Liberación continua de colorante.....	136

3.4	Tratamiento estadístico de los datos experimentales sobre difusión turbulenta.....	136
3.5.	Experimentación: resultados y discusión.....	143
3.5.1.	Corrientes Lagrangeanas y difusión turbulenta en la Ensenada de La Paz.....	144
3.5.2.	Corrientes Lagrangianas y difusión turbulenta en la Bahía de La Paz.....	161
	CAPÍTULO 4. MODELACIÓN NÚMÉRICA DE TRANSPORTE DE MASA.	177
4.1.	Introducción.....	177
4.2.	Formulación del modelo hidrodinámico tridimensional de circulación en la Bahía de La Paz.....	181
4.2.1.	El sistema de ecuaciones.....	181
4.2.2.	Forma adimensional de las ecuaciones y rectificación del fondo.....	183
4.2.3.	Modelo vertical de densidad de Yoshida.....	186
4.2.4.	Determinación de las componentes horizontales de corrientes.....	188
4.2.5.	Función de flujos totales y la componente vertical de corrientes.....	190
4.3.	Solución numérica de las ecuaciones.....	191
4.3.1.	Determinación del esquema de solución.....	191
4.3.2.	Discretización del área y la red de cálculos.....	192
4.3.3.	Aproximación de las ecuaciones con diferencias finitas.....	192
4.3.4.	Parámetros iniciales.....	193
4.4.	Ejemplos de algunos cálculos de campo de corrientes.....	194
4.4.1.	Distribución de masa y determinación de la piconclina.....	194
4.4.2.	Distribución superficial de densidad.....	194
4.4.3.	El campo de flujos totales.....	194

4.4.4.	Distribución de corrientes a diferentes profundidades.....	200
4.4.5.	Secciones meridionales y zonales de isotacas.....	207
4.5.	Modelo tridimensional de transporte de masa.....	207
4.5.1.	Ecuación completa de Advección-Difusión.....	207
4.5.2.	Condiciones iniciales y de frontera.....	210
4.6.	Simulaciones del transporte de sustancias en la Bahía.....	211
4.6.1.	Distribución espacio-temporal de una sustancia neutra liberada al oriente del canal de la Ensenada.....	211
4.6.2.	Distribución espacio-temporal de una sustancia neutra liberada frente al poblado Las Ánimas.....	218
4.6.3.	Modelo numérico de ventilación de la Bahía de La Paz.....	224
4.7.	Resumen.....	226
CAPÍTULO 5. DISCUSIONE.....		227
5.1.	Hidrodinámica y distribución termohalina en la Ensenada de La Paz..	227
5.2.	Hidrodinámica y estructura termohalina de la Bahía de La Paz.....	228
5.3.	Hidrodinámica y estructura termohalina al norte de la Isla Partida.....	229
5.4.	Difusión turbulenta en la Ensenada y Bahía de La Paz.....	230
5.5.	Modelación numérica de transporte en Bahía de La Paz.....	231
5.6.	Conclusiones.....	233
REFERENCIAS.....		234
GLOSARIO.....		250

CAPÍTULO 1. MARCO DE REFERENCIA

1.1 Introducción

El potencial económico de la península de Baja California Sur depende significativamente de los recursos biológicos de la región y de la recreación turística en la zona costera. Por lo tanto, el desarrollo y conservación de esta zona deben estar fincados sobre el concepto de manejo sustentable y así preservar sus rasgos únicos de paisajes naturales. De ahí, la necesidad de realizar investigaciones que aborden el estudio de sus aspectos específicos. La generación de divisas a través del aprovechamiento de los recursos naturales y del turismo son actividades económicas de la zona litoral que deben desarrollarse. La industria pesquera, hotelera-turística, la explotación de minerales y materiales pétreos de la zona costera, aunados al crecimiento de la mancha urbana son generadores potenciales de problemas de contaminación y del deterioro ambiental. Para proteger el ambiente de la contaminación se requiere entre otros elementos tener el conocimiento sobre la variabilidad espacio-temporal de la distribución de contaminantes (James, 1978), dicha distribución está relacionada con procesos de transporte, así los estudios sobre transporte son indispensables en la evaluación de los procesos ya mencionados. La construcción sobre el litoral costero, la extracción de minerales y materiales de las playas y zona litoral modifican la línea de costa, afectan al sistema de circulación de aguas costeras y en ocasiones cambian su equilibrio natural.

La variabilidad ecológica de las lagunas costeras está relacionada con el transporte de agua que contiene material disuelto y en suspensión tales como nutrientes, plancton y una gran variedad de residuos de origen antropogénico. Los estudios de dinámica de ecosistemas marinos demandan la determinación de la intensidad de flujos de dichas sustancias (Dugdale, 1974; James, 1972).

La morfodinámica de la zona costera depende de la acción de fenómenos meteorológicos y oceanográficos que inciden sobre las fronteras sólidas laterales y de fondo, ocasionando una redistribución de material disuelto y de partículas en suspensión, así como del transporte de sedimentos introducidos por las

descargas fluviales y por el arrastre de lluvias y tormentas.

El método más seguro para conocer la distribución de materiales en un cuerpo de agua y sus cambios espacio-temporales es mediante el monitoreo de la distribución espacial de la sustancia y corrientes, pero resulta muy costoso por el tiempo utilizado en los muestreos. Los datos obtenidos durante expediciones cíclicas son usualmente insuficientes para describir la evolución de la distribución del material (contaminantes, nutrientes, partículas en suspensión, etc.).

Otra forma más elaborada de establecer la distribución de sustancias, es partiendo de muestreos estratégicos de procesos dinámicos y del contenido de material en el agua para alimentar los modelos numéricos y así obtener las evaluaciones espacio temporales de los parámetros necesarios en zonas donde es difícil de obtenerlas con los métodos tradicionales. Los resultados de la modelación son susceptibles de corroborarse y si existe mucha discrepancia con los datos experimentales, se hacen ajustes al modelo (calibración). En muchos casos la modelación numérica es el único método adecuado para estimar la intensidad del transporte de material y de procesos de acumulación. Sin embargo la modelación por sí sola no arroja resultados adecuados, ya que debe basarse en estudios experimentales previos. El abordar la problemática planteada, requiere de llevar a cabo campañas de muestreo cíclicos en el área de estudio, con instrumentación de tecnología avanzada que registren: corrientes, oleaje, mareas, vientos y la realización de experimentos de difusión turbulenta.

1.2. Características del área de estudio

El área de estudio se localiza en la margen suroriental del Estado de Baja California Sur, México entre las coordenadas de 24.10° y 24.80° latitud norte, los 110.80° y 110 25° de longitud oeste (Fig.1.1). La Bahía y Ensenada de La Paz se encuentran en la fosa tectónica de La Paz y forman parte de la provincia geológica de Baja California (López-Ramos, 1979), la zona occidental de la margen costera recibe sedimentos procedentes de la Sierra La Giganta y la parte oriental de la Sierra de La Victoria.

La Bahía y la Ensenada de La Paz son el objeto del presente estudio, estos cuerpos de agua son de importancia relevante por ser los más cercanos a la capital del Estado de Baja California Sur. Según la clasificación de Lankford (1977) la Ensenada de La Paz es del tipo de plataforma interna y está separada de la Bahía de La Paz por una barra arenosa conocida como el Mogote que mide aproximadamente 12 Km de largo y tienen una área aproximada de 1.6 km². En la parte oriental de la barra arenosa se localiza un extremo del canal que comunica los dos cuerpos de agua, este último tiene 4 km de largo y 1.2 km de ancho aproximadamente. La ensenada de La Paz tiene un rango de 1-8 m de profundidad con área aproximada de 45 km². La Bahía de la Paz se comunica con el Golfo de California por dos entradas; una es ancha y profunda (alrededor de 300 m) y la otra es por el canal de San Lorenzo con profundidad alrededor de 15 m, el extremo sur de la bahía es somero. El área aproximada de la Bahía de La Paz es de 2000 km², las mareas en ésta región son mixtas dominando la marea semidiurna, las principales componentes armónicas de la marea en la Bahía son dadas en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1. Principales armónicos en el puerto de La Paz, B.C.S. Latitud 24° 09.7' N, Longitud 110° 20.7' W. (UNAM, Inst. de Geofísica, 1994).

Símbolo	Nombre del armónico	Altura (m)	Fase (grados)	Período (h)
Armónicos semidiurnos				
M ₂	Lunar principal	0.239	274.29°	12.42
S ₂	Solar principal	0.179	271.59	12.00
N ₂	Elíptica lunar larga	0.050	274.80	12.66
K ₂	Lunar-Solar	0.059	267.85	11.97
Armónicos diurnos				
K ₁	Lunar-Solar	0.250	83.91	23.93
O ₁	Lunar principal	0.171	81.08	25.82
P ₁	Solar principal	0.081	84.69	24.07

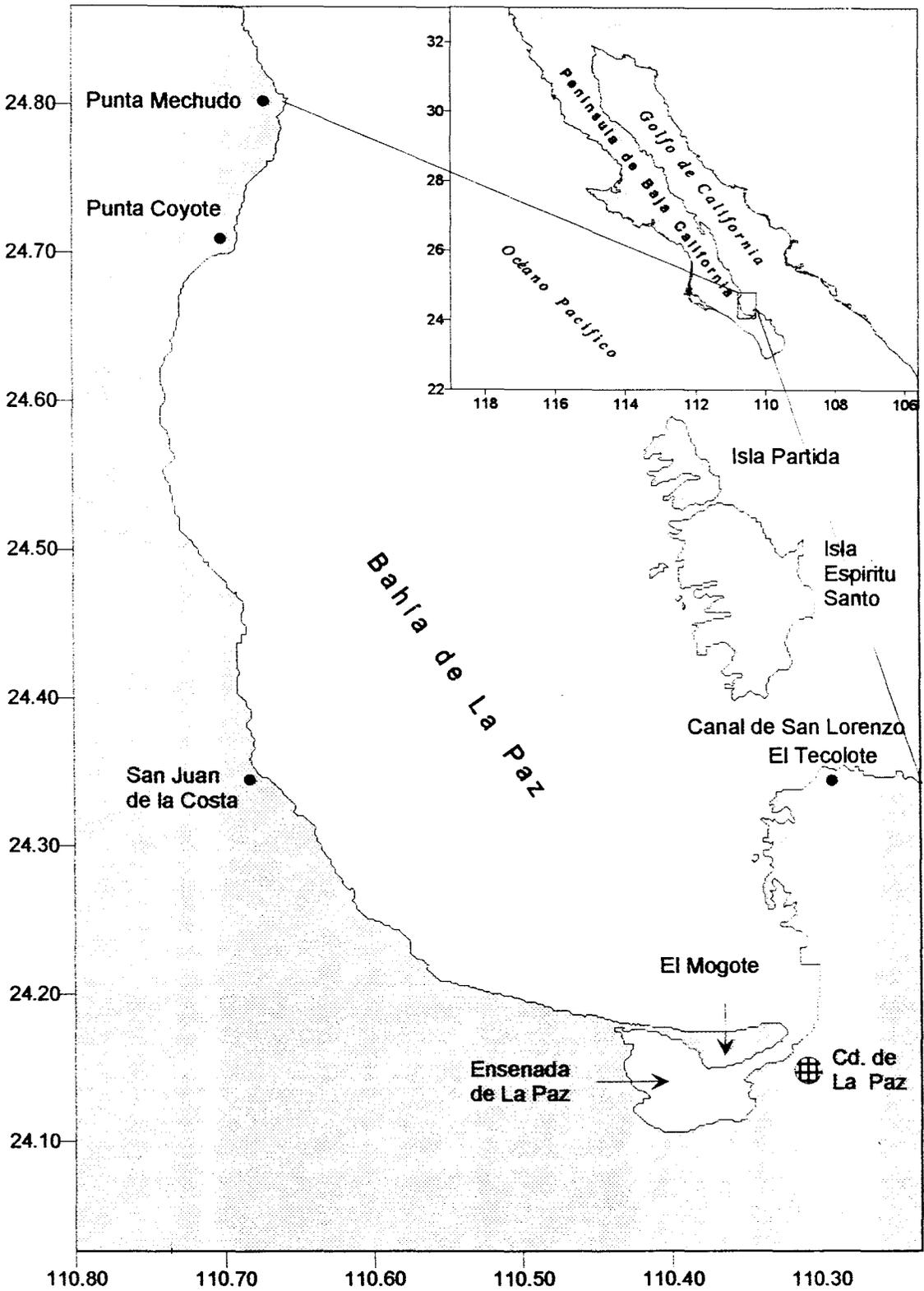


Fig. 1.1. Localización del área de estudio.

1.3. Planteamiento del problema

1.3.1. Definición del problema

La Ensenada (laguna) y Bahía de La Paz son cuerpos costeros de agua con profundidades máximas alrededor de 8 y 400 m respectivamente, ubicadas en la porción suroriental de la península de Baja California. En estos cuerpos de agua se requiere conocer la circulación, evaluando los procesos hidrológicos, hidrodinámicos, de difusión turbulenta y de transporte de masa mediante experimentación y modelación numérica.

1.3.2. Hipótesis

Lo extenso de las áreas someras en la Ensenada de La Paz no permite el desarrollo de una circulación propia del cuerpo de agua y las condiciones atmosféricas le imprime características termohalinas distintas al de las aguas de la bahía. En la ensenada el movimiento de las aguas en la parte somera depende constantemente de la acción del viento sobre toda la superficie y de las mareas exclusivamente a lo largo del canal.

Las dimensiones de la cuenca de la Bahía de La Paz permiten la existencia de la capa de mezcla superficial, la formación de un estado baroclinico da origen a posibles giros. Los vientos con intensidades de 5-15 m/s también pueden imponerle una circulación a la bahía con la posible existencia de surgencias.

1.3.3. Justificación

La distribución de masa (densidad) en el ambiente marino impone una circulación en los océanos, mares y en la zona costera ocasionando un transporte de material disuelto y en suspensión que inciden en los cambios geomorfológicos y ecológicos. Los modelos de transporte de sustancias son fundamentales en tópicos de contaminación, dispersión de productos sexuales (huevos y larvas) de especies marinas de interés comercial.

En el área de estudio no se cuenta con trabajos de investigación que aborden la problemática aquí planteada, la evaluación de recursos marinos permiten el

conocimiento adecuado para la preservación y desarrollo planificado de la zona cómo una parte del marco de referencia ofrecido por el presente estudio. La modelación de transporte de material en la Bahía de La Paz arroja resultados de utilidad en la solución de problemas de ingeniería costera; en el conocimiento de la morfodinámica del área y en futuros problemas de contaminación, para fuentes puntuales y continuas, así como de derrames accidentales de sustancias tóxicas, por lo que el presente estudio es básico para el desarrollo sustentable regional.

1.3.4. Equipo y material

1. Una pequeña embarcación de pesca deportiva de 9.30 de eslora y 2.5 de manga (CICIMAR XV).
2. Cinco pangas de pesca de 7 m de eslora y 1.80 m de manga.
3. Cinco posicionadores por satélite Megallan 5000.
4. Una ecosonda furuno modelo FE-8881-II.
5. Equipo autónomo InterOcean, para medir corrientes, mareas, CTD de 2Hz y un SeaBerd SB25 autónomo de 8 Hz.
6. Perfiladores acústicos de corrientes SonTeck de 0.5 MHz y de 3 MHz.
7. Una Notebook para el trabajo de campo con el equipo.
8. 30 kilogramos de colorante (Uranina, color verde-amarillo).
9. Cámara fotográfica Canon modelo EO2-A2.
10. Avioneta Sessna de cuatro plazas.

1.3.5. Metodología

Para los estudios hidrofísicos e hidrodinámicos se realizaron salidas de campo en: noviembre de 1994, julio de 1997, octubre de 1997, noviembre de 1998 y agosto de 1999, obteniéndose la información siguiente:

1. Se registraron perfiles verticales de conductividad y temperatura con un CTD "InterOcean" S4 y "Sea Bird" SB-25 sobre una red de estaciones en la Bahía y en la Ensenada para determinar la estructura termohalina tridimensional. Los perfiles acústicos de corrientes fueron usados para determinar las condiciones

de frontera abierta de los modelos.

2. Las evolución de las manchas de uranina (trazadores de color) sembradas en la Bahía y Ensenada de La Paz fueron registradas mediante fotografías aéreas desde una avioneta Sessna, para determinar estadísticamente la difusión turbulenta, en base de las teorías cizallamiento y de opacidad a través del humo.
3. Se registró periódicamente la posición de cada mancha con un posicionador por satélite, para determinar la trayectoria lagrangeana de la misma.
4. Los perfiles experimentales de densidad fueron usados para determinar los parámetros del modelo de Yoshida y reconstruir el campo 3D de densidad en la bahía estos los resultados sirvieron para alimentar el modelo 3D de difusión.
5. Los registros de corrientes en frontera abierta, las mareas, la rectificación del fondo de las ecuaciones hidrodinámicas y el forzamiento de viento fueron usados en el modelo hidrodinámico 3D que trabaja en aguas someras y profundas.
6. El campo de corrientes 3D del modelo hidrodinámico y el campo de densidad del modelo de Yoshida fueron usados para alimentar y resolver el modelo 3D de transporte de masa (Ecuación de Advección Difusión (EAD)).
7. A los datos experimentales se les practicó el análisis estadístico de promedios, filtrado e interpolación bidimensional para obtener la estructura termohalina del agua en la Bahía y determinar la existencia del estado baroclínico en el área de estudio. Los perfiles hidrológicos y los de corrientes obtenidos con el perfilador acústico a través de las bocas se usaron para estimar el intercambio de flujo de agua durante un período de mareas y para determinar las condiciones de frontera líquida en el modelo hidrodinámico; las series de tiempo (ST) grabadas con los instrumentos anclados, fueron usadas para obtener el espectro horizontal de corrientes. El tratamiento estadístico de los datos se llevó a cabo mediante programas de PC "Pentium" como QPRO, STATGRAPHICS, MESOSAUR, SURFER, MATLAB. También se usaron los programas propios en FORTRAN para tratar las series de tiempo.

1.4. Antecedentes

Batchelor (1970) describe los procesos de transporte, argumentando que el estado de equilibrio de un fluido con una distribución espacial uniforme de cada uno de sus componentes es por la existencia de un balance mecánico y/o térmico de las partículas con sus vecinos. Si en un momento dado alguna de las propiedades del fluido es perturbada (se hace no uniforme), entonces se observa un intercambio de propiedades mecánicas y/o térmicas entre los elementos vecinos que siempre tienden a llevar el fluido a un estado de equilibrio. Un resultado común e importante en el intercambio de alguna propiedad entre las regiones del fluido, es que satisfacen la ley de conservación, ya que el aumento de alguna propiedad en una región va acompañado por la disminución en la otra. El conjunto total de intercambios de propiedades a través de las superficies que separan las regiones con cantidades distintas es dado a través de fenómenos de transporte. Algunos procesos de transporte comunes son la transferencia de masa, de energía y de momentum.

Transferencia de materia.

Supóngase que las moléculas de un constituyente en el fluido son marcadas y el fluido es separado en dos regiones (a través de una superficie hipotética por la cual pueden pasar libremente las moléculas) donde las moléculas se encuentran en movimiento continuo y al azar, como consecuencia éstas tienden a alejarse de cualquier posición inicial. Si en cualquier tiempo la proporción de moléculas marcadas es mayor en una región, entonces la migración al azar a través de la superficie está relacionada con un flujo en la dirección que tiende a igualar la concentración de partículas marcadas. Dicha migración de partículas marcadas representa la difusión del constituyente que es el proceso de transporte de masa.

Transferencia de energía cinética ($\frac{mu^2}{2}$).

El movimiento de las partículas en un fluido ocurre por la interacción de las

moléculas vecinas, ya sea porque están muy juntas o por colisiones ocasionales. Supóngase que las partículas de un fluido están separadas por paredes rígidas permeables al calor, si las partículas en alguna celda tienen temperatura mayor (mayor energía cinética) a las otras, entonces por vibraciones o colisiones entre partículas vecinas se transmite la energía cinética a regiones donde ésta es menor. Es decir hay flujo de calor en la dirección en donde la temperatura es menor. Este es un proceso de transporte de energía cinética o de energía calorífica.

Transferencia de momentum ($p = mu$).

Supóngase un fluido en movimiento y en su interior una superficie hipotética desplazándose con la misma velocidad del fluido de una de las dos zonas en que divide el fluido, si se ejerce un impulso instantáneo sobre un grupo de moléculas en dirección de la superficie que separa las zonas, esto hace que algunas moléculas atraviesen la superficie en ambas direcciones esto es representado por el esfuerzo local en el fluido. Por lo que el esfuerzo en cualquier punto del fluido es una consecuencia del movimiento molecular y de la interacción entre elementos vecinos del fluido en el punto. El esfuerzo está asociado con las variaciones de velocidad y el transporte de momentum constituye la fricción interna.

Lo común en los tres casos del fenómeno de transporte es: a) si la distribución de alguna propiedad en el fluido es uniforme entonces el transporte neto de dicha propiedad es nula a través de cualquier superficie hipotética en el fluido; b) en el caso de que la distribución de la propiedad en el fluido sea no uniforme entonces se establece un flujo neto en la dirección que tiende a homogeneizar la propiedad.

En el contexto molecular, la difusión (ley de Fick) es el proceso mediante el cual la concentración de una cierta propiedad del fluido es transferida en la dirección del gradiente por medio de movimientos al azar de las moléculas de dicha propiedad, sin haber transporte neto del fluido pero sí de la propiedad en

estudio. Un fenómeno similar se produce en la turbulencia pero con mucho mayor rapidez y por analogía se le llama difusión turbulenta, por lo que las definiciones actuales de difusión turbulenta son cuestionables. Matemáticamente la difusión molecular de una sustancia que pasa a través de una superficie unitaria perpendicular a la dirección del eje x , es dada por la expresión $\phi_x = -\mu \frac{\partial C}{\partial x}$, donde C es la concentración por unidad de volumen, μ es el coeficiente de difusión molecular y ϕ_x es el flujo de la sustancia en la dirección x .

La primera aproximación al tema fue el concepto de transporte turbulento introducido por Reynolds, basado en la separación de la velocidad instantánea (medida con el instrumento), en una velocidad promedio (en un cierto intervalo) y una componente turbulenta (impulsos instantáneos).

En analogía con la idea de Reynolds, la concentración de una sustancia en un fluido se puede suponer que está formada por un valor promedio \bar{C} y una fluctuación C' , mediante la expresión $C = \bar{C} + C'$. Considérese el transporte unidimensional con velocidad instantánea $u = \bar{u} + u'$. La velocidad por área unitaria es el flujo total $\bar{u}\bar{C} + \bar{u}'C'$, donde $\bar{u}\bar{C}$ representa el transporte advectivo promedio y $\bar{u}'C'$ representa el transporte turbulento de las fluctuaciones de u y C . El término $\bar{u}'C'$ es una expresión muy simple para representar la turbulencia y es difícil de medir directamente, ya que su magnitud depende de las escalas de tiempo y espacio usadas en el registro de datos.

El tratamiento de intercambio turbulento es similar al de la difusión molecular bajo la hipótesis de Boussineque. En forma independiente Taylor (1921) parametrizó el flujo turbulento de una sustancia $\bar{u}'C'$, (transferencia turbulenta de masa), en la forma siguiente: $\bar{u}'C' = -K_x \frac{\partial \bar{C}}{\partial x}$, donde K_x es el coeficiente de difusión turbulenta en la dirección x , que depende del estado turbulento. El coeficiente K_x también es definido con la expresión $K_x = \overline{u'|} \ell_x \text{ (cm}^2/\text{s)}$,

donde $\overline{|u|}$ es la velocidad turbulenta promedio; ℓ_x es la longitud de mezcla introducida por Prandtl, que es análogo a la trayectoria promedio libre de la partícula en la teoría cinética de los gases. Generalmente ℓ_x es identificada con el tamaño promedio de los remolinos producidos por el transporte turbulento. Siendo K_x el coeficiente de difusión turbulenta que relaciona el transporte en la dirección del eje x, K_y con el eje y, K_z el transporte en la dirección z.

El concepto de eddy diffusion (difusión turbulenta o difusión de remolino) no tiene fundamentos físicos satisfactorias, pero su uso ha sido ampliamente difundido por la falta de un concepto que englobe los principios y sea usado en el análisis de datos.

Eckart, 1948 (según Bowden, 1972, pag.68) propuso una aproximación diferente al fenómeno de difusión haciendo una distinción entre batido (stirring) y mezclado, ilustrando estos conceptos en una taza de café al cual se le pone crema (leche). Inicialmente la crema es una mancha concentrada en el café, separados por una interface con un gradiente de crema muy grande. El estado inicial sin ser perturbado cambiará muy lentamente debido al efecto de difusión molecular a través del área limitada por la interface que separa el café y la leche. Si el contenido de la taza es batido con un objeto delgado (se forman filamentos de leche por el meneo de la mancha de crema en el café), la mancha de crema es deformada en un patrón complejo de filamentos de leche por el batido externo. El área de la interface entre la crema y café es incrementada de tal manera que la difusión molecular se hace más efectiva. El estado final, que es la mezcla de los dos fluidos, no se podría alcanzar en ausencia de la difusión molecular, ya que el batido sólo produce un patrón de hilos finos de crema en el café que incrementa la interface entre las dos sustancias, esto permite que la difusión molecular se intensifique y la mezcla sea más rápida, procediendo Eckart a justificar dicho planteamiento.

En el análisis de corrientes marinas, separar la corriente turbulenta del valor promedio, depende de la escala que se desee estudiar y así seleccionar el

tamaño del filtro (promedio) de las fluctuaciones, ya que si el promedio no es el apropiado se puede eliminar información importante o bien se puede acarrear ruido indeseable en el análisis posterior. El proceso se ilustra en la Figura 1.2 (Okubo, 1970), el primer diagrama de la izquierda en la Fig.1.2 representa un registro de distribución espacial x , de la concentración en un instante t , es decir $C = C(x; t)$ sobre la distancia AA' . El resto de los diagramas del lado izquierdo de la figura muestran el resultado de aumentar el tamaño del promedio aplicado al registro original a través de un promedio móvil. Al aumentar el intervalo del promedio móvil el resultado de \bar{C} se suaviza cada vez más.

Los diagramas del lado derecho de la Fig.1.2 muestran la diferencia entre las corrientes instantáneas y las promediadas, es decir: $C'(x, t) \equiv C(x, t) - \bar{C}(x, t)$. El último gráfico del lado derecho representa toda la información perdida si el tamaño del filtro es igual al tamaño de la serie de datos originales.

a) *Manchas de colorantes*

La liberación instantánea del colorante en un punto genera una mancha, la difusión turbulenta hará que la mancha incremente su área, mientras su centro de masa deriva con la corriente promedio. Si la turbulencia horizontal es isotrópica, durante el sembrado de un gran número de manchas (pequeñas y circulares) en las mismas condiciones ambientales, se espera que la distribución promedio después de haberse liberado, tenga simetría radial, así la distribución temporal es como un ensamble de manchas donde aproximadamente cada una de éstas tiene simetría radial. Con los valores de concentración de las manchas se determina la función de distribución. Experimentalmente la forma de los contornos es irregular, aunque el campo turbulento sea horizontalmente isotrópico. Aproximadamente, cada contorno de concentración constante se asocia al radio efectivo " r_e ", donde πr_e^2 es el área de concentración constante (Fig.1.3).

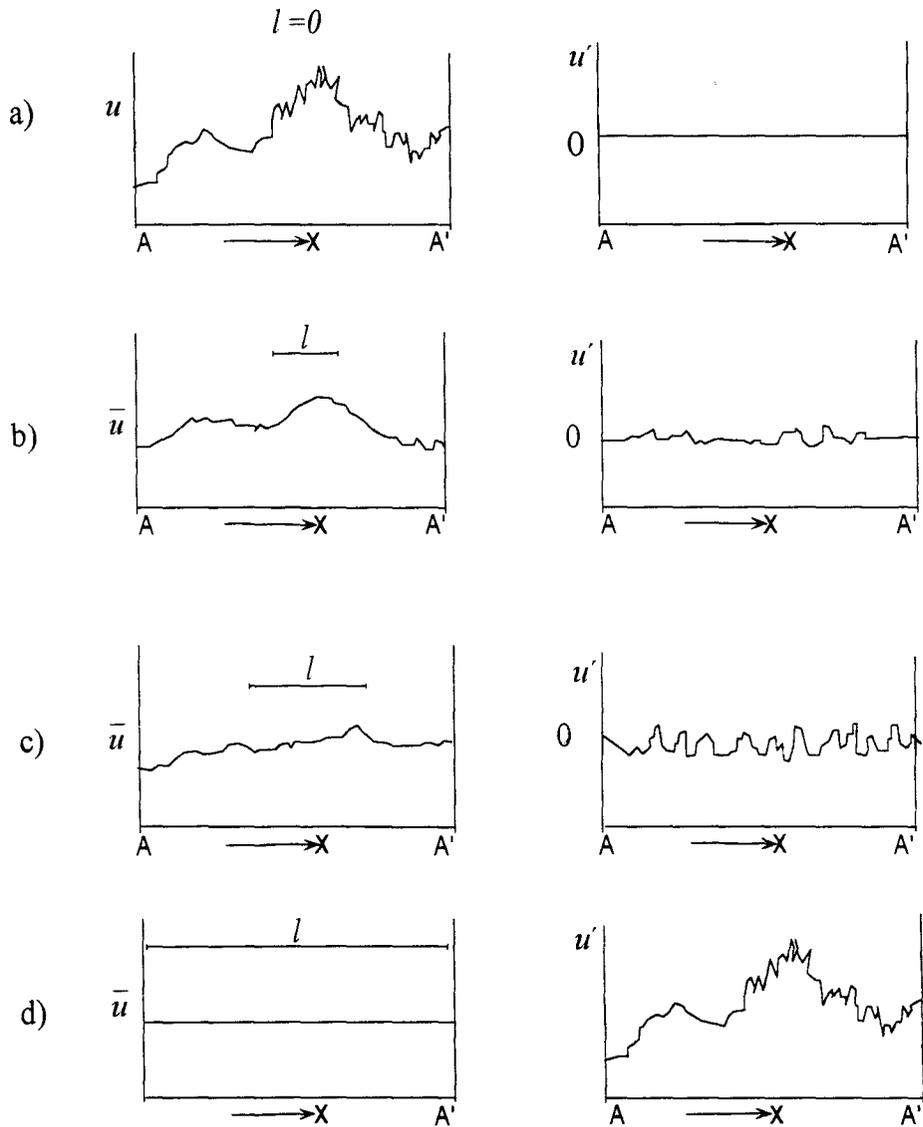


Fig. 1.2. Representación de la velocidad instantánea (u), velocidad promedio (\bar{u}), fluctuaciones de velocidad (u') y la longitud (l) del promedio móvil, donde $u = \bar{u} + u'$ (según Okubo, 1970).

b) *Plumas de Colorante*

La liberación continua de un colorante sobre un campo de corrientes genera una estela del colorante llamada pluma. El muestreo de la concentración del colorante transversal a la pluma es para determinar el coeficiente lateral K_y de difusión turbulenta. La Figura 1.4a es una vista desde arriba de la pluma, con el eje (x) en la dirección de la corriente promedio y el eje (y) es perpendicular a la dirección de la corriente. La Figura 1.4b muestra un gráfico de la concentración (C) contra la distancia transversal (y) a la pluma, aguas abajo de la fuente.

La concentración de la sustancia por unidad de volumen (masa/volumen) es una función del eje lateral, es decir $C(y)$. La concentración total del colorante (C_A) en cada muestreo transversal sobre la pluma a una distancia determinada de la fuente es calculada mediante la integral: $C_A = \int_{-\infty}^{\infty} C dy$. Los parámetros de la pluma (media (y_o) y varianza (σ_y^2)) son calculados con las expresiones:

$$y_o = \frac{1}{C_A} \int_{-\infty}^{\infty} C y dy, \quad \sigma_y^2 = \frac{1}{C_A} \int_{-\infty}^{\infty} C (y - y_o)^2 dy.$$

El cruce repetido sobre la pluma, a la misma distancia x, arrojará en general, gráficas de distribución diferentes, pero la estadística de un número grande de muestreos transversales sobre la pluma es usada para obtener los valores promedio de los parámetros C_p , C_A , y_o , σ_y^2 .

Si ϕ_y es el flujo del colorante que pasa por un área perpendicular al eje y, el coeficiente de remolinos difusivos (Eddy diffusion) en la dirección y, es definido por: $\phi_y = -K_y \frac{\partial C}{\partial y}$. Si la distribución de $C(y)$ es Gaussiana, entonces

$$K_y = \frac{1}{2} \frac{d\sigma_y^2}{dt} \text{ es válida y la relación entre } K_y \text{ y } \sigma_y^2 \text{ es dada por: } \sigma_y^2 = 2K_y t.$$

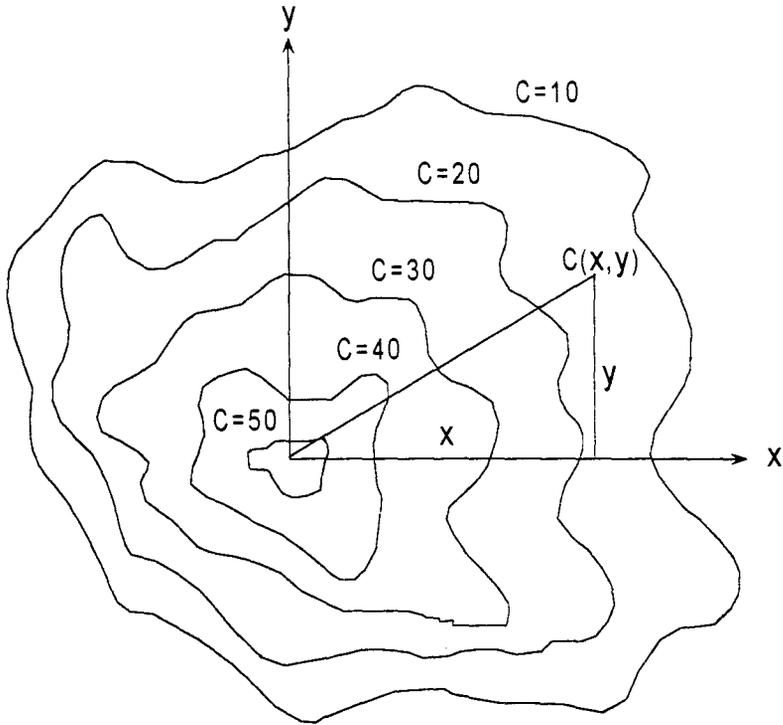


Fig.1.3. Esquema de difusión para una sustancia liberada instantáneamente. Contornos de concentración constante $C(x, y)$ a intervalos regulares de tiempo Δt_i (Bowden, 1972).

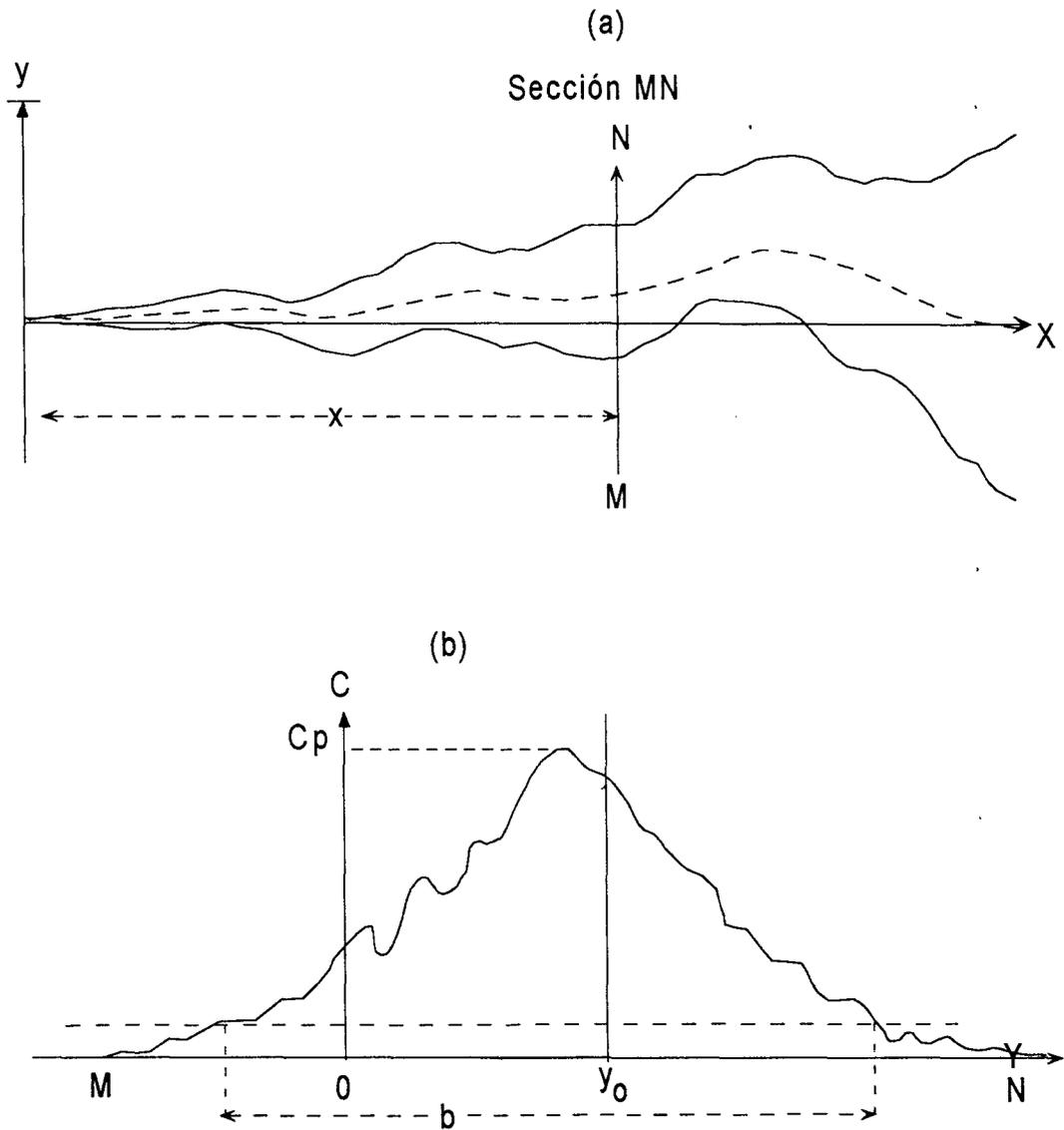


Fig.1.4. Esquemas de difusión para la pluma de una sustancia: a) estela de la pluma sobre un campo de corrientes en la dirección X; b) distribución superficial de concentración de la pluma en la sección transversal MN (Bowden, 1972).

Las medidas de concentración en varios puntos a diferente profundidad, la varianza σ_z^2 y el coeficiente de remolinos de difusión vertical K_z , pueden ser evaluadas en forma análoga a los parámetros de la distribución horizontal.

Csanady (1970) describió experimentos de difusión con colorante en los grandes lagos, donde las condiciones son un poco más simples que en el mar, debido a la ausencia de corrientes de marea. Existen corrientes relativamente débiles, sin embargo las corrientes de deriva de viento frecuentemente son significativas. Varios experimentos de liberación instantánea de manchas se han realizado en aguas costeras por ejemplo los descritos en el área de Cabo Kennedy, por Carter y Okubo (1965), los experimentos realizados al sur del Mar del Norte descritos por Morales (1994). Del registro de los experimentos realizados, el de mayor duración fue el del experimento conocido como RHENO en El Mar del Norte (Weidemann, 1973), en el cual se liberaron 2,000 kg de rodamina B y las observaciones del desarrollo de la mancha se llevó a cabo durante tres semanas.

1.4.1. Procesos de transporte en la zona costera

Las condiciones ambientales tales como mareas, oleaje, viento, batimetría y morfología de las cuencas son factores que influyen sobre la dispersión de las manchas. Esto conduce a que los datos obtenidos mediante experimentos repetidos en un mismo lugar pero en diferentes tiempos (horas, días, meses o años), sean influenciados por distintas condiciones ambientales. Como consecuencia el análisis de la información arrojará parámetros de difusión turbulenta diferentes. También los resultados de experimentos simultáneos en distintos lugares arrojan resultados diferentes. A pesar de las evidencias de que cada uno de los factores ambientales contribuye significativamente al proceso de mezcla, aún no ha sido posible evaluar la contribución por separado de dichos procesos. A continuación se describen los posibles mecanismos que contribuyen a la mezcla.

Los procesos físicos suministran energía a las aguas costeras en un amplio rango de escalas. En esta zona se han observado varios mecanismos que generan flujos regulares que contribuyen a que se dé la mezcla. Las corrientes de mareas es uno de los movimientos advectivos horizontales que juega un papel importante en los procesos de mezcla. Se ha observado que un aumento en la intensidad de corrientes intensifica de mezcla. Esto se debe a la intensa interacción de las corrientes de marea con el fondo, generando esfuerzos cortantes que dan lugar a la turbulencia de fondo y remolinos de mareas.

El viento también juega un papel importante como mecanismo de mezcla, éste al soplar sobre la superficie marina genera ondas y corrientes de deriva. Las corrientes de deriva cerca de la superficie afectan la transferencia de masa a través de la interface aire-agua, consecuentemente esto influye sobre los procesos físicos dentro de la capa superficial del océano. Las corrientes superficiales de deriva pueden contribuir significativamente a la dispersión del material suspendido y disuelto en la superficie del mar. Además el esfuerzo cortante vertical de la corriente superficial acoplado con los efectos de la mezcla vertical, genera difusión lateral que dispersa material suspendido y/o disuelto.

El oleaje es el causante de que se generen corrientes de deriva (transporte de Stokes) y de esfuerzo vertical. Sin embargo, en presencia de vientos consistentemente mayores a 6 m/s, el oleaje empieza a romper (white capping) inyectando cantidades considerables de energía cinética turbulenta en la capa superficial, lo cual contribuye a la mezcla oceánica y a la transferencia de gases (aire-agua). Existen otros factores de mezcla vertical cerca de la superficie, como la conocida circulación de Langmuir (Langmuir, 1938) basada en observaciones en el Lago George, New York y en el mar. Los trabajos experimentales han contribuido a entender los mecanismos de mezcla, no obstante, los resultados aún no son concluyentes sobre algunos aspectos del proceso, ya que la turbulencia en la superficie es un proceso complejo. Además aún falta que las investigaciones expliquen la transferencia de momentum y de turbulencia más satisfactoriamente.

Una vez probados y calibrados los modelos numéricos de la ecuación de advección-difusión para condiciones específicas, éstos constituyen una herramienta útil para investigar el fenómeno bajo diferentes condiciones ambientales, también son de utilidad para investigar la parametrización de los procesos de mezcla. Las simulaciones sobre mezcla, a pesar de los avances satisfactorios, tienen limitaciones claras, ya que los resultados representan un conjunto de condiciones ambientales particulares. Las simulaciones de difusión turbulenta apegadas a la realidad pueden ser obtenidas determinando el campo de velocidades inducido por variaciones sistemáticas de diferentes mecanismos físicos que comprendan un amplio rango de escalas espaciales y temporales. La Tabla 1.2 caracteriza los procesos físicos que contribuyen a los procesos de mezcla en el ambiente marino. Es obvio que un entendimiento claro de los mecanismos de mezcla es esencial para obtener una correcta parametrización y los resultados de modelación numérica sobre difusión turbulenta sean más realistas

1.4.2. Difusión turbulenta: fundamentos teóricos y experimentales

La primera aproximación al tema fue el concepto de transporte turbulento (transferencia de momentum) introducido por Reynolds, basado en la separación de la velocidad instantánea y de una velocidad promedio más una fluctuación ($u = \bar{u} + u'$). Boussinesque (según Hinze, 1959) también propuso una idea similar para la transferencia de masa de una sustancia de concentración C . El valor instantáneo de la concentración es representado por un valor promedio más una fluctuación $C = \bar{C} + C'$. Dichos investigadores proponen parametrizar el producto de las fluctuaciones basándose en el concepto de difusión molecular (ley de Fick) mediante las siguientes relaciones:

$$\text{transferencia de momentum de Reynolds} \quad \overline{u'u'} = -\tau_x \frac{\partial \bar{u}}{\partial x},$$

$$\text{transferencia de masa de Boussenisque} \quad \overline{u'C'} = -K_x \frac{\partial \bar{C}}{\partial x},$$

donde τ_x representa el esfuerzo cortante entre capas de agua vecinas con diferente velocidad, éste es el responsable de la transferencia de momentum; K_x es el coeficiente de difusión turbulenta que produce la transferencia de masa, finalmente $\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$, $\frac{\partial \bar{C}}{\partial x}$ representan los gradientes de velocidad y de concentración respectivamente. Dichas expresiones son ampliamente aceptadas por los investigadores y gran parte del esfuerzo está encaminado a la determinación experimental de dichos parámetros. También, mediante relaciones teórico-experimentales tratan de evaluar la incidencia de los diferentes fenómenos que actúan sobre el ambiente marino.

Ozmidov (1965), basándose en la información existente sobre la distribución de energía en la escala espacial de los movimientos del océano, demuestra que la inyección de energía es dada por fuentes externas, al observar que la mayor parte de la energía se concentra en la cercanía de tres escalas fundamentales de longitud de procesos específicos donde se intensifica el suministro de energía. La transferencia de energía ocurre en la escalá del oleaje de las fluctuaciones inerciales de marea y la asociada con las perturbaciones atmosféricas. Dichos valores son centrados en los 10 m, 10 km y 1000 km respectivamente y son representados en la Fig.1.5. Aunque también existe la posibilidad de inyectar energía al espectro por oleaje local, corrientes de mareas y ondas planetarias. Las principales fuentes de suministro de energía lo hacen alrededor de las bandas donde la función de distribución de densidad de energía satisface la conocida ley de potencia de $-5/3$. Cada banda tiene un valor distinto de energía (ε) y la transferencia de energía se realiza en cascada a través de remolinos turbulentos (eddies) entre las distintas zonas (escalas).

Los resultados son representados en el espectro unidimensional de energía $E(\kappa) = C_K \varepsilon^{1/3} \kappa^{-5/3}$, donde $E(\kappa)$ representa la energía como función del número de onda, C_K es una constante universal (ahora llamada constante de

Kolmogorov), ε es la disipación de la energía cinética y κ es el número de onda. Además en términos de viscosidad turbulenta estableció experimentalmente el coeficiente de difusión turbulenta K , mediante la expresión $K = C_n \varepsilon^{1/3} \kappa^{-4/3}$, donde C_n es una constante de proporción.

Una de las técnicas más usuales en estudios de difusión turbulenta es el uso de trazadores, desde que Pritchard y Carpenter usaron la rodamina B (color rojo), esta técnica se hizo estándar en la investigación de mezcla y difusión turbulenta en el mar. Existen dos formas clásicas de trabajar con los colorantes ya sea como trazadores, generando manchas espontáneamente o liberando el colorante en forma continua para formar plumas. En ambos casos se mide la concentración del colorante y ciertas características de la mancha para realizar su estadística y determinar los coeficientes de difusión turbulenta K_x , K_y y K_z . Los experimentos de difusión han proporcionado velocidades de mezcla bajo las condiciones ambientales que prevalecen durante la experimentación. La presencia de gradientes horizontales y verticales de corrientes muestran su importancia en la mezcla y en la difusión los modelos analíticos, arrojando resultados de gran valor. Bowden (1972) presenta las diferentes aproximaciones sobre la teoría de la difusión turbulenta y sus limitaciones, revisa la analogía con la difusión molecular incluyendo un análisis sobre la pérdida de isotropía en la componente horizontal y vertical. El autor encuentra una dependencia con la estabilidad de la columna de agua y de los fenómenos que influyen en la forma del espectro de energía y la dependencia de los procesos difusivos con respecto a la escala espacial. La ecuación básica de mezcla turbulenta de una sustancia en el mar incluye la covarianza entre las componentes de velocidad turbulenta y las fluctuaciones de la concentración, introduciendo la idea del tensor de difusión que representan los remolinos (Okubo y Pritchard, 1969).

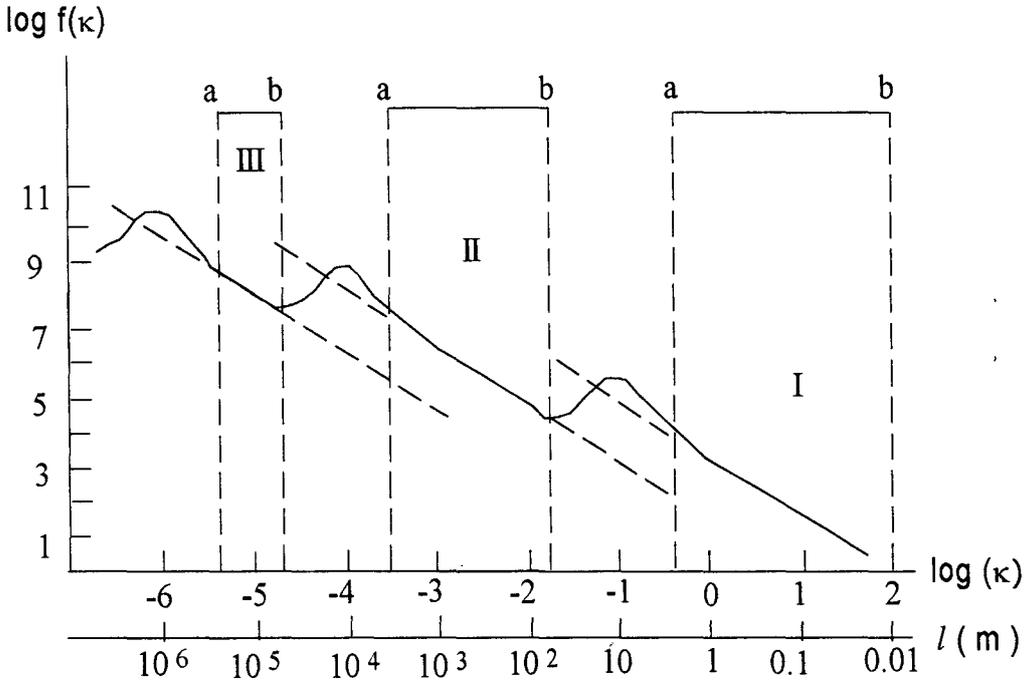


Fig.1.5. Esquema logarítmico de la distribución de densidad de energía en el océano para diferentes escalas. El intervalo a-b marca las zonas en las cuales la ley de potencia de $-5/3$ se cumple (según Ozmidov, 1965).

Tabla 1.2. Representación esquemática de procesos geohidrodinámicos, en la escala de tiempo y espacio (Nihoul, 1991).

Escala Long.	Escala Climática		Macro escala	Meso escala		Mesial escala	Escala pequeña		Mini escala	
Frec.Hz	10^{-9}	10^{-8}	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1
Tiempo	décadas	años	meses	semanas	días	horas	minutos		seg.	
			Ondas Rossby	Oscilaciones Inerciales		Ondas Internas	Olas de Superficie	Ondas Acústicas		
Tormentas/Mareas										
			Variación climática	Variación estacional	Variación diurna	Celdas de Langmuir	mezcla de viento	disipación de energía		
			Movimientos convectivos y reestratificación	Mezcla alternante y estratificación en la capa de mezcla		Micro estructura vertical y turbulencia 3D en la capa de mezcla		Difusión molecular		
Circulación general										
			Variabilidad de giros y circulación profunda	Características sinópticas						
Intercambio a través de la plataforma continental.										
Frente de corrientes										
CLIMA MARINO ECOHIDRIDINÁMICO										

Las leyes de dispersión frecuentemente son aplicadas a problemas de contaminación, por lo que se deben señalar algunos puntos sobresalientes en la experimentación con manchas de colorante. Okubo (1969) demostró que la dispersión de la mancha a lo largo del eje en la dirección de la corriente mayor es parecida a la que causa el efecto dominante de la difusión por cizallamiento. Además, la longitud de escala de la difusión aumenta con la elongación de la mancha que será influenciada por los efectos de la corriente cortante y por remolinos cada vez más grandes.

Talbot (1970) bosquejó algunas conclusiones de los experimentos en el Mar del Norte y en otras áreas con liberaciones instantáneas de colorantes en la superficie marina. Distinguió entre los casos en que no hubo desviación apreciable de las manchas respecto de la simetría radial de aquellos en que la mancha se divide. En condiciones de un intenso viento, la turbulencia de la escala mayor es más intensa, produciendo una mancha más distorsionada que está relacionada con un valor de K_h que continúa creciendo a una velocidad cada vez mayor. En sus observaciones fueron encontradas evidencias directas del incremento de la energía turbulenta en condiciones de tormenta en el espectro de las fluctuaciones de corrientes, determinado a partir de los registros de los corrientímetros.

Farmer y Li (1994) consideran la dispersión turbulenta y la circulación coherente en los derrames de petróleo en el mar. Las manchas de petróleo en el mar se fragmenta en pequeños glóbulos de aceite que pueden ser dispersados dentro de la columna de agua por turbulencia, por circulación coherente (circulación de Langmuir) y por convección térmica. La dispersión de los glóbulos de aceite depende del diámetro (de varios cientos de micras) del diámetro y de su densidad relativa con el agua. Si la densidad es neutra, entonces las partículas de petróleo pueden dispersarse tan profundo como la circulación coherente penetre. Los glóbulos de aceite con diámetro mayor (del orden de milímetros) tienen velocidad de flotabilidad más grande que la velocidad de hundimiento de las celdas de circulación de Langmuir, por lo que son retenidos en la zona superficial.

Las trayectorias de los glóbulos de menor tamaño se hunden siguiendo la trayectoria convectiva de las celdas de Langmuir (Stommel, 1949). En aguas someras existen dos mecanismos parecidos que producen cizallamiento y afectan la intensidad de mezcla turbulenta, el gradiente de corrientes perpendicular a la costa (aguas lejanas a la costa moviéndose más rápidamente que las aguas cercanas a la costa, o viceversa) y el esfuerzo vertical debido a la fricción del fondo y en la superficie por el viento. Sin embargo, en ambas situaciones la difusión horizontal contribuirá a la dispersión y producirá el efecto de alargar la

mancha en el sentido de la corriente, dependiendo de la corriente cortante que domina horizontal o verticalmente. En cada caso el valor apropiado de la difusión horizontal debe ser estimado (Okubo, 1967).

Existe una gran cantidad de relaciones de carácter teórico y experimental de parámetros de difusión turbulenta con los procesos de mezcla que se dan en el ambiente marino, de las cuales sólo citaremos algunas. Por ejemplo la dependencia de los parámetros de difusión turbulenta lateral y vertical (K_y y K_z) con respecto a las corrientes de marea, estos se relacionan a través de la turbulencia que generan. Csanady (1970) estableció la relación $K_y = \psi L$, donde $\psi = \overline{u'^2}$ es el valor cuadrático medio de las fluctuaciones turbulentas de la velocidad y L es la escala longitudinal de los remolinos.

Elder (1959) describió los efectos difusivos a lo largo de un canal mediante la ecuación lineal $K_x = \alpha_1 u_* H$, donde u_* representa la velocidad de fricción, H la profundidad del agua y α_1 es una constante adimensional.

Bowden (1953) parametrizó el coeficiente de difusión horizontal en presencia de corrientes de marea mediante la expresión $K_x = \alpha_2 UH$, en este caso U representa la corriente a la profundidad promedio.

Bowles et al. (1958) con experimentos en el canal Inglés (estrecho de La Mancha), determinaron un valor promedio de $18 \text{ m}^2/\text{s}$ para K_x , mediante la relación ecuación $K_x = 1.21 UH$.

Bowden y Hamilton (1975) obtuvieron experimentalmente la expresión para la difusión vertical $K_z = (2.5 + 12.5H|U|)/10^4$, donde H es la profundidad del agua y U representa la corriente a la profundidad promedio.

La teoría de difusión turbulenta también tiene aplicaciones en otras áreas de las ciencias del mar como por ejemplo, en el estudio del comportamiento gregario de comunidades planctónicas. En el ambiente marino existen fenómenos que

determinan el movimiento de las comunidades zooplanctónicas en la capa superior. Yamazaki y Squires (1996) comparan las velocidades de nado de una muestra representativa de zooplancton con las fluctuaciones de velocidad turbulenta en la capa superior del océano y demostraron que la velocidad de nado del zooplancton es mayor que las fluctuaciones de la velocidad en la termoclina estacional. Por consiguiente, el movimiento de los organismos puede ser independiente del flujo turbulento local en esta región.

Stommel (1949) presentó a los oceanógrafos un artículo sobre difusión horizontal debida a la turbulencia oceánica, el cual fue interpretado a la luz de la teoría moderna de turbulencia, el trabajo él demostró que la ecuación clásica de Fick falla en la descripción de la difusión horizontal en el mar, debido a que en el ambiente marino dicho proceso es mucho más rápido que el pronosticado por la ley antes descrita. Después del rechazo de Stommel a la aplicación de la ecuación de difusión de Fick a problemas de difusión en el océano hubo un receso en el esfuerzo por encontrar una ley de difusión que pudiera explicar la concentración de una sustancia difusiva en función de la posición. Posteriormente se encontró que la ecuación de Richardson (1926) propuesta originalmente para describir fenómenos de difusión en la atmósfera, es aplicable a la difusión turbulenta oceánica, por lo menos en el rango de escalas mayores de 100 m, satisfaciendo la misma ley de potencia de $-4/3$, que prevalece en la difusión atmosférica. Es bien conocido que la ley de potencia de $-4/3$ para la viscosidad de remolinos es deducida de la teoría de Kolmogorov (1941) y de Weizsäcker (1948). Basándose en la existencia de observaciones sobre trabajos de turbulencia Inoue (1950 y 1951), determinó la validez de la ley de potencia de $-4/3$ para fenómenos de escala que corresponden a la circulación general del océano.

1.4.3. Métodos de modelación del transporte

Básicamente existen dos enfoques en la modelación de transporte de sustancias, el primero trabaja con la Ecuación de Advección y Difusión (EAD) que frecuentemente es usada para modelar la evolución de la distribución de material

y es representada mediante la ecuación:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u_i \frac{\partial C}{\partial x_i} = \mu \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} + Q + F,$$

donde: $C(x, t)$ es la concentración instantánea de la sustancia, $u_i(x, t)$ el campo de velocidades instantáneas, μ es la viscosidad molecular, F representa la entrada o salida local de la sustancia y Q representa los procesos bioquímicos de las interacciones ecológicas que pueden producir o consumir la sustancia. Al representar la concentración y el campo de velocidades por un valor instantáneo más un valor promedio ($C(x, t) = C'(x, t) + \bar{C}(x, t)$; $u_i(x, t) = \bar{u}_i(x, t) + u'_i(x, t)$), al sustituir en la ecuación anterior y luego promediar durante un intervalo de tiempo, suponiendo que el fluido es incompresible ($\nabla \cdot \bar{v} = 0$) se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} = - \frac{\partial}{\partial x_i} (\overline{u'_i c'}) + \mu \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x_i^2} + Q + F$$

La aproximación de Boussinesque establece que $\overline{u'_i c'} = -K_{ij} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j}$, como la viscosidad molecular es mucho menor que la difusión turbulenta ($\mu \leq K_{ij}$) y suponiendo que la sustancia es ecológicamente neutra y sin fuentes externas, la ecuación de advección difusión resultante es:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} (K_{ij} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j}),$$

donde \bar{u}_i y \bar{C} , representan el campo promedio de velocidades y de concentraciones respectivamente y K_{ij} es el campo de difusión turbulenta en el ambiente marino. Esta es una de las ecuaciones más ampliamente conocidas. Como en la mayoría de los campos de la investigación, muchas de las ideas y propuestas iniciales se vuelven a tomar después de algún tiempo. Así han surgido

una serie de propuestas sobre soluciones numéricas y analíticas de la ecuación básica de advección difusión (EAD). Las soluciones analíticas arrojan funciones de distribución particulares bajo diferentes condiciones iniciales y de frontera propuestas por distintos investigadores y que satisfacen la ley de distribución tipo gaussiana.

La separación de los procesos involucrados en la advección y difusión es muy complicada ya que dependen de la escala usada para promediar. En la práctica dependerá de la cantidad de detalles disponibles en el conocimiento de la distribución de corrientes. Como ejemplo, considérese que en un estuario se da el transporte de sal a través de una sección transversal, donde la corriente y salinidad varían verticalmente. Si los valores de corrientes y salinidad son conocidos únicamente a la profundidad promedio, entonces el transporte es tratado como parte de la difusión longitudinal y contribuirá al coeficiente efectivo K_x . De otra manera, si los perfiles verticales están disponibles, el transporte advectivo puede ser calculado directamente debido al cizallamiento en el flujo. La difusión horizontal por turbulencia debe ser considerada, pero esta puede ser representada por un coeficiente K_x de menor intensidad.

Para la geometría simple (fuente puntual de la sustancia, campo uniforme de corrientes), las soluciones analíticas de la ecuación de difusión turbulenta con simetría radial fueron clasificadas por Okubo y Pritchard (1969) en dos grupos basados en los parámetros de la solución. El primer grupo es caracterizado por la solución que tiene parámetros con dimensiones de velocidad (llamado velocidad de difusión). Los parámetros del segundo grupo, tienen dimensiones cm^2/seg^3 y representan la transferencia de energía cinética, es decir de remolinos, que son los responsables de la dispersión horizontal en el subrango inercial. Las propiedades estadísticas de estos remolinos dependen de la rapidez de transferencia de energía, que es igual a la razón de dispersión de la energía.

Las soluciones de la EAD (Tabla 1.3), suponiendo que las manchas tienen simetría radial, son clasificadas en dos grupos sobre la base del parámetro característico en la solución. En el primer grupo se incluyen las ecuaciones a, b y

c con parámetros P, ω, W , los cuales tienen dimensiones de velocidad de difusión. El segundo grupo expresado en las ecuaciones d, e y f con parámetros $\alpha^3, \beta^3, \gamma^3$ tienen dimensiones cm^2/seg^3 que representan la transferencia de energía cinética, es decir los remolinos son los responsables de la dispersión horizontal en el subrango inercial. Las propiedades estadísticas de estos remolinos dependen sólo de la razón de transferencia de la energía, que debe ser igual a la razón de dispersión de la misma cuando la energía de los remolinos permanece constante. La EAD tiene muchas soluciones y cada solución se ajusta a diferentes condiciones iniciales y de frontera. Invariablemente las soluciones propuestas son funciones de distribución (con diferentes parámetros) que casi siempre tienen la forma normal o gaussiana. En la siguiente tabla se da una lista de soluciones:

Tabla 1.3. Soluciones de la ecuación de advección difusión (EAD), propuesta por diferentes autores.

$\bar{C} = \frac{1}{2\pi P^2 t^2} \text{Exp}\left(-\frac{r}{Pt}\right)$	$(K = Pt)$	Joseph y Sendner (1958)	(a)
$\bar{C} = \frac{1}{\pi \omega^2 t^2} \text{Exp}\left(-\frac{r^2}{\omega^2 t^2}\right)$	$(K = 2\omega^2 t)$	Okubo y Pritchard (1960)	(b)
$\bar{C} = \frac{wt}{2\pi (w^2 t^2 + r^2)^{2/3}} \text{Exp}\left(-\frac{r}{Pt}\right)$	$(K = \frac{r^2 + w^2 t^2}{3t})$	Schonfeld (1959)	(c)
$\bar{C} = \frac{1}{6\pi \gamma^3 t^3} \text{Exp}\left(-\frac{r^{2/3}}{\gamma t}\right)$	$(K = \frac{9}{4} \gamma t^{4/3})$	Ozmidov (1958)..	(d)
$\bar{C} = \frac{1}{\pi \beta^3 t^3} \text{Exp}\left(-\frac{r^2}{\beta^3 t^3}\right)$	$(K = \frac{3}{4} \beta^3 t^3)$	Okubov (1959)..	(e)
$\bar{C} = \frac{1}{\frac{4}{3} \pi^{3/2} \beta^3 t^3} \text{Exp}\left(-\frac{r^{4/3}}{\beta^3 t^3}\right)$	$(K = \frac{9}{8} \alpha^2 t r^{2/3})$	Okubo (1962b).	(f)

La forma de la distribución experimental del sembrado de un colorante en el mar es casi gaussiana, como ejemplo ver el trabajo de Morales (1994) en el Mar del Norte. El experimento consistió en liberar un colorante en forma continua en las condiciones ambientales del Mar del Norte. El tamaño de la mancha fue aproximadamente de 1300 m de largo, la concentración del colorante fue muestreada transversalmente varias veces a la misma distancia de la fuente que genera la pluma. El primer gráfico de la Figura 1.6 presenta los resultados del muestreo del colorante (difusión absoluta), observándose en cada caso que las curvas son de tipo gaussiano. El segundo gráfico representa el modelo de distribución normal construido a partir de los parámetros determinados del muestreo experimental, observándose claramente que la distribución del colorante en el ambiente marino es de tipo gaussiano. Para geometría más complicada (batimetría real, campo de corrientes no constante y no uniforme) es necesario resolver la ecuación mediante modelación numérica.

Ejemplos detallados de la solución numérica por dicho método son encontrados en Taylor (1980) y Bowman (1977). La solución numérica presenta dificultades por la complejidad de la descripción en los primeros estadios de la distribución de sustancias por los intensos gradientes de concentración, es decir, se requiere de fronteras suaves para evitar los cambios bruscos.

Otra opción sobre modelación es a través de la simulación del transporte con variables lagrangeanas que permiten librarse de los inconvenientes anteriores (cambios bruscos de concentración). En este caso la simulación de difusión es realizada a través del Método de Caminos Aleatorios (Random Walk Method, basado en la técnica de Monte Carlo). El método está basado en el tratamiento probabilístico de las trayectorias de las partículas en un campo de corrientes, permitiendo usar directamente las características estadísticas de la componente turbulenta de la corriente, en lugar del coeficiente de difusión turbulenta, obteniendo una solución promedio en el espacio y tiempo con los parámetros del medio ambiente. El método y algunos ejemplos detallados son descritos por Galkin (1975); Bullin y Duker (1974).

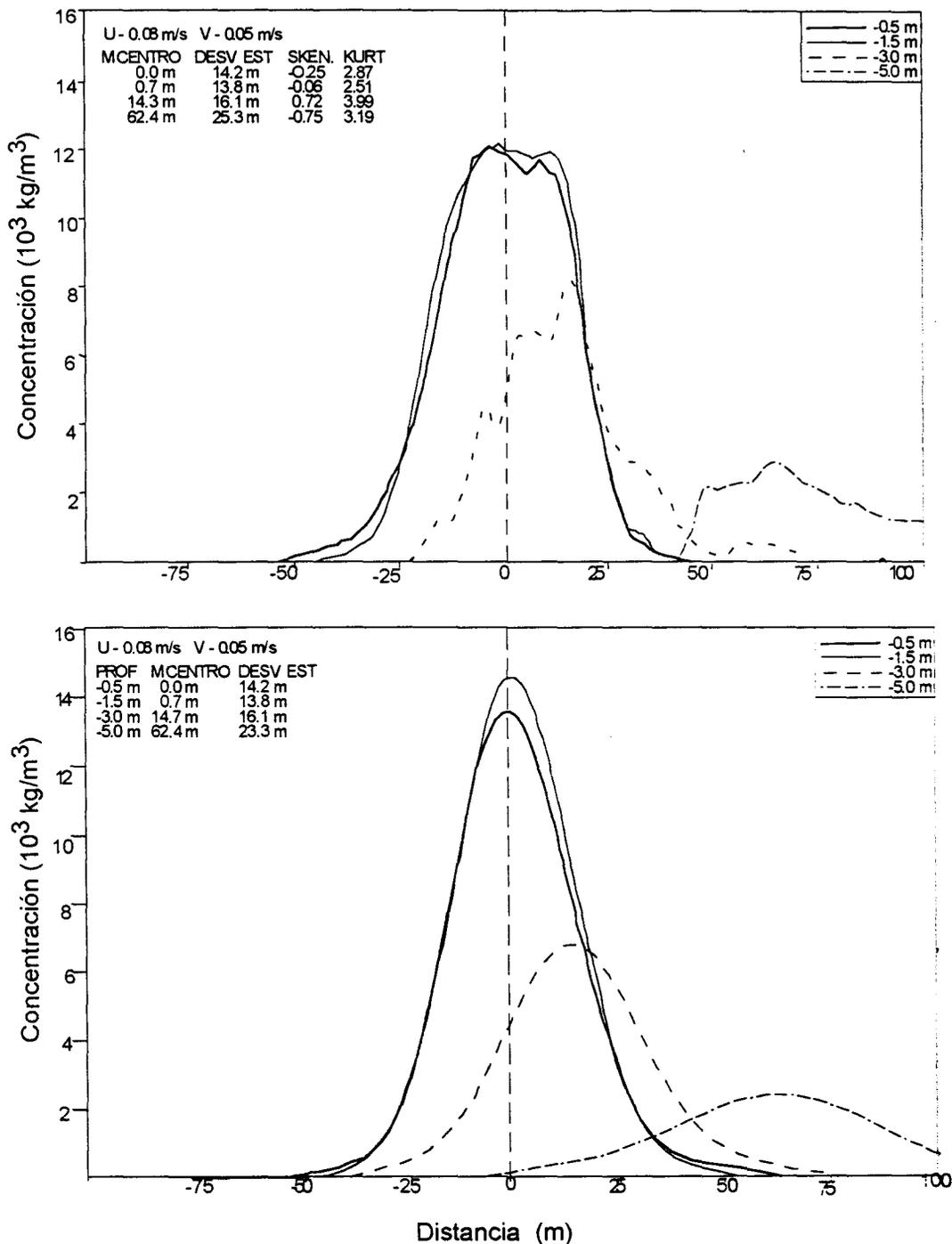


Fig.1.6. Gráficos de distribución Gaussiana. a) Gráfico que resulta del muestreo experimental de una pluma de colorante a cuatro profundidades, b) ajuste de las funciones teóricas de distribución a partir de los parámetros experimentales (Morales, 1994).

En los modelos operativos frecuentemente se usa el Método de Caminos Aleatorios para pronosticar la distribución de una sustancia a corto plazo, desde minutos hasta pocos días y en casos excepcionales de algunas semanas. Anikiev y Zaytsev (1985, 1987) utilizaron este método para simular la propagación de la emulsión de petróleo en la Bahía de Amursky y en la zona costera del Mar de Japón, encontrando que la prognosis (mediano tiempo) el Método de Caminos Aleatorios es más adecuado y flexible. Bullin y Duker (1974) desarrollaron las bases para mejores algoritmos numéricos en modelación lagrangeana de difusión. También se describen algunos algoritmos y métodos para el tratamiento previo de datos (Zaytsev y Yarosh, 1980).

Para simular la distribución de sustancia durante el periodo largo (de semanas a meses o mayor) es preferible la EAD. Para cálculos a corto plazo (descargas instantáneas de contaminantes y derrames de petróleo), es conveniente el Método de Caminos Aleatorios (modelación lagrangeana). En algunos casos es posible usar los dos métodos. Una comparación directa de los resultados de dos métodos de modelación fue realizada por Zaytsev et al. (1992) en una bahía del Mar de Japón.

Los modelos de Monte Carlo pueden ser aplicados de manera amplia sobre problemas de contaminación secundaria de la capa del fondo por metales tóxicos acumulados en los sedimentos. Por ejemplo, el modelo usado por Novotny et al. (1993) para simular la calidad del agua sobre una cuenca con sedimentos que contienen metales pesados y otros tipos de contaminantes. El modelo de Monte Carlo es alimentado con una serie de tiempo de corrientes (10 años) del río, combinada con las correspondientes concentraciones de flujo marino. El modelo arrojó concentraciones de salida, que estadísticamente fueron similares a la distribución de las concentraciones medidas.

También existen modelos lagrangeanos para estudiar las agregaciones del zooplancton en el ambiente marino. Yamazaki y Haurly (1993) desarrollaron un modelo Lagrangeano que utiliza un método para estimar la densidad de agregación de comunidades zooplanctónicas. El modelo cuenta con dos

parámetros principales; el primero (α) relaciona la distancia de percepción entre los organismos y el segundo parámetro (β) representa la capacidad de motivación de los mismos. Los resultados de las simulaciones para distintos valores de α y β donde se considera que: cuando $\alpha > 1$, el sistema exhibe un comportamiento de agregación, sin embargo cuando $\alpha < 1$, las partículas se dispersan con velocidad sustancialmente más rápida que la difusión (modelos de difusión turbulenta con sistema de referencia lagrangeano). El parámetro β interacciona con α para regular la velocidad y conservar la cohesión de agregación.

La modelación matemática del transporte de material también requiere de la determinación previa del campo de corrientes y de la circulación costera. Los datos experimentales con frecuencia son insuficientes para obtener el campo de corrientes, por lo que los modelos hidrodinámicos deben ser considerados en los cálculos de corrientes como una componente más para el modelo de transporte que proporciona la transferencia advectiva.

Uno de los problemas fundamentales en la modelación de transporte de material es parametrizar la difusión turbulenta la cual es una área de investigación especializada sobre procesos de mezcla turbulenta. Una de las principales dificultades de la parametrización consiste en la inestabilidad temporal y la falta de uniformidad espacial del proceso en la zona costera debida a la variabilidad del viento, marea, morfología, esfuerzos cortantes y de corrientes en la región.

El método de Caminos Aleatorios simula directamente la difusión real de sustancias en el ambiente marino, evaluando la varianza de pulsos turbulentos de corrientes (de alta frecuencia). Esto demanda un tratamiento estadístico especial de los datos sobre corrientes (Zaytsev et al., 1980), por lo que las series de tiempo deben ser largas para aplicar los métodos estadísticos.

Los modelos eulerianos utilizan la solución de la EAD donde el coeficiente de difusión turbulenta describe la intensidad de mezcla turbulenta en los cuerpos de agua. Para evaluar el intervalo de este coeficiente es necesario efectuar una serie de experimentos en el área de estudio. Okubo (1962a) da los ejemplos con datos similares sobre experimentos de amplio espectro.

En modelos de transporte es común considerar las propiedades no conservativas de las sustancias relacionadas con las principales transformaciones físicas, químicas y biológicas del material en el cuerpo de agua marina (Nihoul, 1974), por lo que es necesario considerar la distribución de las propiedades de conductividad, temperatura y densidad (CTD) del cuerpo de agua, lo que también implica un muestreo hidrológico en la zona de interés para la determinación de la estructura termohalina.

1.4.4. Estado del conocimiento de procesos hidrodinámicos en la Bahía y Ensenada de La Paz

La escasa información preliminar sobre la hidrología de la bahía obliga a que se realicen observaciones hidrológicas y del análisis preliminar de datos experimentales se determine la estructura termohalina y de corrientes para definir los principales agentes que le inyectan energía al medio marino, tales como viento, mareas, oleaje y la distribución de masa. Estos resultados son básicos para determinar la estratificación, lo que determinaría el tipo de modelo que se debe usar (baroclínico o barotrópico). El conocimiento de la batimetría también es de interés porque permite determinar si el modelo es bidimensional o tridimensional; además si el contraste de profundidades es grande, es decir, que existan extensas zonas someras y profundas, se usa un modelo con fondo rectificad. Finalmente conociendo las dimensiones superficiales del cuerpo de agua, se obtiene información necesaria para decidir sobre los términos adecuados de las ecuaciones que se van a considerar en el modelo para corrientes y en el de transporte de masa.

Nava-Sánchez y Cruz-Orozco (1989) en su trabajo sobre la morfología de la Ensenada de La Paz, establecen que durante su génesis, las condiciones hidrodinámicas de esta laguna costera cambiaron y después de la formación de la barrera arenosa la laguna pasó a ser zona de baja energía. A partir de entonces se incrementó el depósito de sedimentos aportados por descargas fluviales.

Green y Larrinaga (1986) realizaron un análisis sedimentológico de 50

muestras distribuidas uniformemente en el canal y el interior de la Ensenada de La Paz y en base de los resultados obtenidos establecen la existencia de zonas de baja energía con escasa capacidad de mover y transportar sedimentos, estas zonas comprenden las partes someras del margen occidental y sur de la Ensenada, que son las áreas donde se encuentran acumulados sedimentos de limos. Las corrientes en la zona de alta energía tienen capacidad de transportar los sedimentos ya mencionados y según la intensidad de las corrientes únicamente permanece estructuras de arenas en el canal y su continuación hasta el centro de la bahía y en el noreste de la misma.

Gómez et al. (1984) establecen que en la Bahía y Ensenada de La Paz las corrientes de marea y viento son importantes y que la bahía está influenciada por la circulación del Golfo de California. Estos procesos determinan el transporte advectivo de material. Morales y Cabrera-Muro (1982) con un modelo unidimensional de conservación de volumen, calcularon las corrientes de mareas en el canal de la Ensenada de La Paz que concuerdan con las corrientes registradas en el canal, pero no con las registradas en estaciones fuera del canal. También estos autores evaluaron el tiempo de residencia de 3.5 ciclos de mareas y proponen la circulación para dicho cuerpo de agua mostrada en la Fig.1.7.

Granados-Guzmán y Alvarez-Borrego (1984) basándose en el análisis de dos series de temperatura registradas una en el canal y la otra en la cabecera de la ensenada (octubre de 1980 a febrero de 1981) encontraron que las fluctuaciones de la temperatura por mareas diurnas en el interior de la ensenada son mayores que las semidiurnas y en el canal las fluctuaciones semidiurnas son mayores que las diurnas.

Lechuga et al. (1990) realizaron observaciones semidiurnas desde la superficie hasta el fondo de: temperatura, salinidad y oxígeno disuelto del 16-20 de junio de 1987 en la boca de la ensenada. El muestreo se repitió en del 28 de junio al 1 de julio de 1988. El análisis de los datos mostró que el valor promedio de cada variable tiene poca desviación estándar, lo que indica que el agua que entra y sale de la ensenada está bien mezclada.

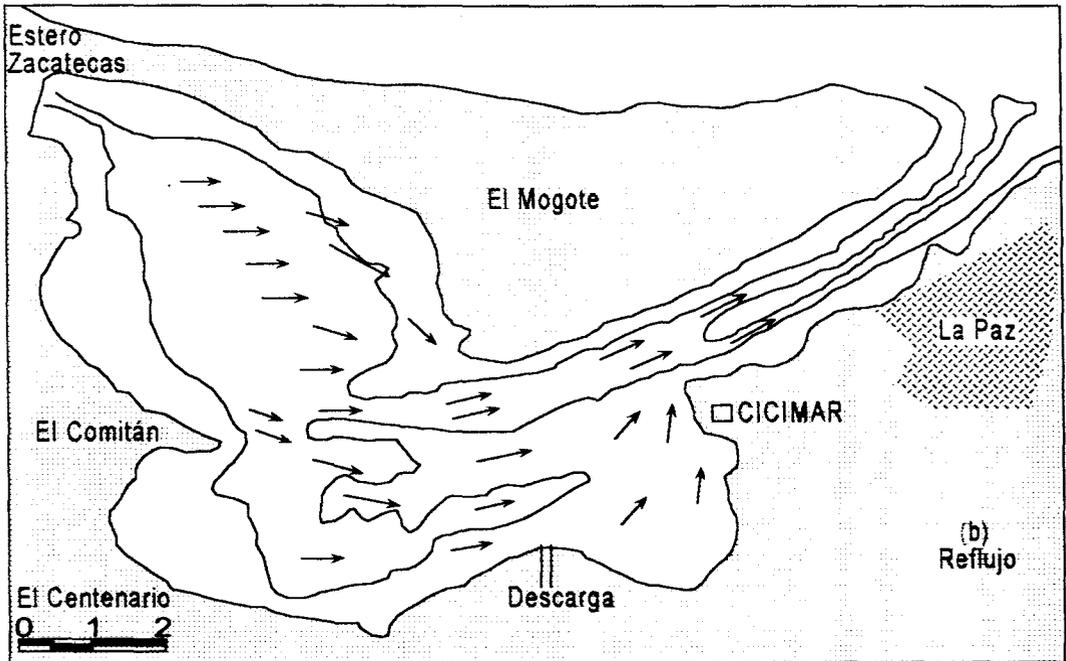
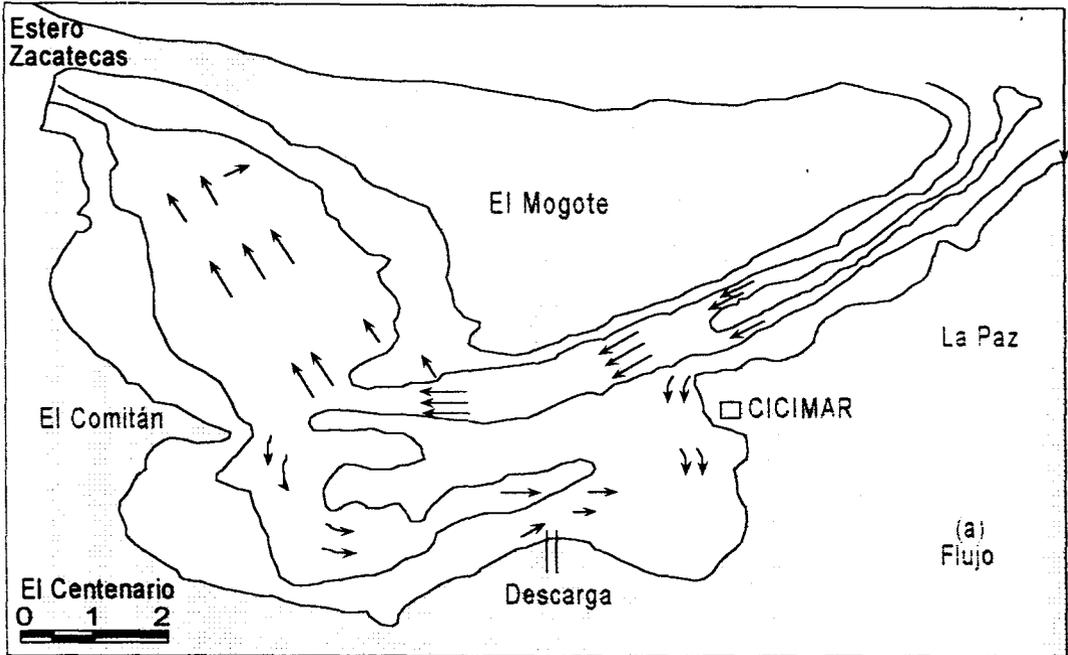


Fig. 1.7. Esquema de circulación para la Ensenada de La Paz (Morales, 1982).

Obeso et al. (1993a) usaron un modelo hidrodinámico bidimensional de aguas someras para la propagación de la marea en la Bahía y la Ensenada de La Paz, produciendo una distribución de corrientes durante el flujo y reflujos, resultando que las corrientes en la bahía y en la boca principal son pequeñas en comparación con las del Canal de San Lorenzo y del canal de comunicación entre la bahía y la ensenada. Obeso et al. (1993b), aplicaron el mismo modelo en la Ensenada de La Paz, en la cual la distribución de corrientes marcó un intenso flujo y reflujos a lo largo del canal de comunicación entre los cuerpos de agua y corrientes lentas en las áreas someras.

Estos autores mencionan un retraso de la marea de 40 minutos (desde la boca principal de la Bahía hasta el ápice del canal en el interior de la ensenada), en dichos modelos es discutible la comparación de las corrientes arrojadas por el modelo y las medidas. Sandoval y Gómez-Valdés (1997) en un análisis armónico de corrientes y de mareas en la Ensenada de La Paz encontraron que en la cabecera se amplifican dos armónicos de marea semidiurna (M_2 y S_2) con respecto de la boca, debido a la interacción no lineal entre el gradiente superficial de presiones y la fricción (tipo cuadrático) de la corriente con el fondo. La influencia de la fricción del fondo y la geomorfología de la cuenca sobre la marea fueron estudiadas por medio de un modelo hidrodinámico, determinando efectos no lineales sobre las corrientes de mareas.

Salinas-González et al. (1997) establecieron que en la playa norte de El Mogote, el oleaje que arriba a esta zona tiene un amplio rango de frecuencias y es generado por distintos procesos tales como viento local, tormentas lejanas (swell), oleaje infragravitacional generado por procesos no lineales de la topografía y de la superposición de olas, la amplitud del oleaje no es grande por lo protegido de la zona. También establecen una divergencia de corrientes en la costa norte de la barrera arenosa El Mogote y en extremo occidental se observaron corrientes residuales.

Zaytsev et al. (1998) señalan la existencia de corrientes de cizallamiento en perfiles de corrientes en algunos puntos de La Bahía de la Paz a los 15 y 30 m de

profundidad, debido a la influencia del viento. También muestran la presencia de dos capas de agua en la bahía, separadas por una termoclina que se encuentra entre los 35 y 50 metros de profundidad.

Zaytsev et al. (1997) determinaron el espectro bidimensional de oleaje al sur de la Bahía de La Paz, encontrando que por las mañanas el viento fue tan débil que la frecuencia de corte no registró oleaje, pero en las tardes se encontró oleaje con las características de periodo en el rango de 5-7 s y alturas de ola significativa en el rango hasta de 0.6 m. También hubo swells con período de 11-16 s y alturas en el rango de 0.2-0.5 m. Estos autores establecieron que el oleaje de baja frecuencia está relacionado con aguas someras, ya que las ondas de infragravedad ahí aumentaron su energía.

La marea en la Bahía y Ensenada de La Paz es de carácter mecánico ya que son forzadas por el patrón de marea en la región adyacente, estas mareas son impuestas por el forzamiento del Golfo de California. Ripa y Velázquez (1993) establecen que la marea en el Golfo de California es producida básicamente por cooscilación con la marea del Océano Pacífico, es decir, las variaciones del nivel del mar dentro del golfo se deben principalmente a las variaciones del nivel del mar en la entrada del golfo y no a la atracción gravitatoria del sistema Sol-Luna sobre las aguas del mismo.

Las principales características de la marea en el Golfo de California pueden describirse diciendo que la marea se amplifica desde la boca del golfo (con rango aproximado de 1.5 m) hacia la cabecera del mismo (con rango aproximado de 5 m), los componentes armónicos semidiurnos tienen un punto anfodrómico virtual (encontrándose en tierra a la altura de Santa Rosalia, B.C. S), la marea es mixta en casi todo el golfo, con rasgos dominantes semidiurnos, excepto en la región central donde el comportamiento es principalmente diurno (Fig.1.8).

El mar siempre se encuentra en movimiento y es raro encontrar corrientes puramente periódicas, siempre existen las tendencias de éstas corrientes que son más o menos constantes en escalas temporales de varios días.

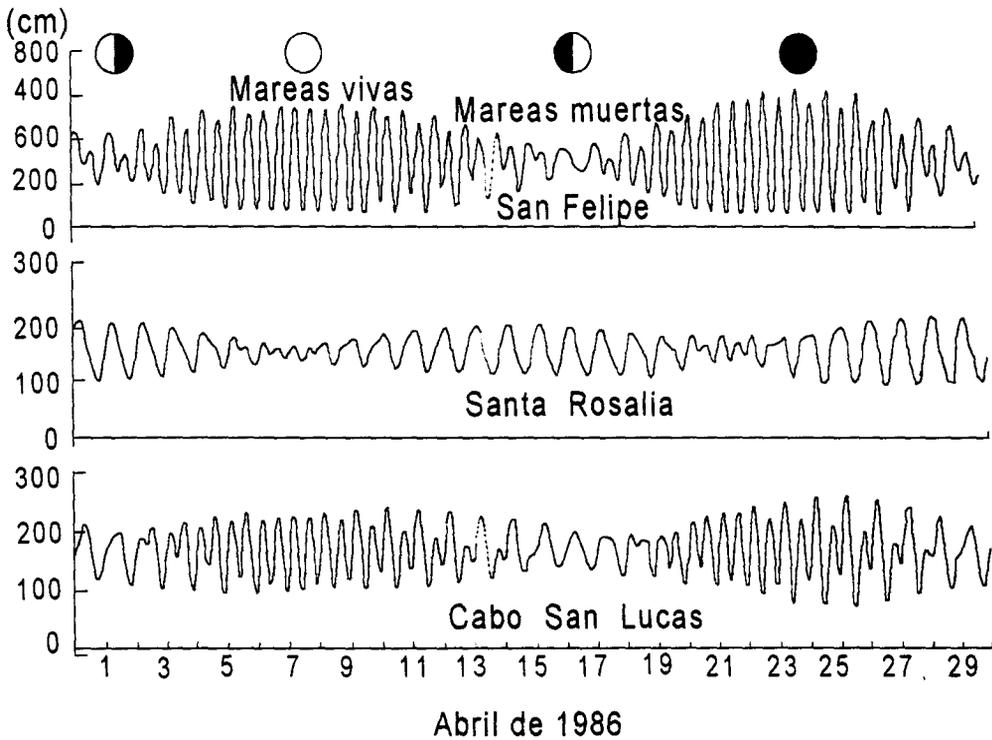
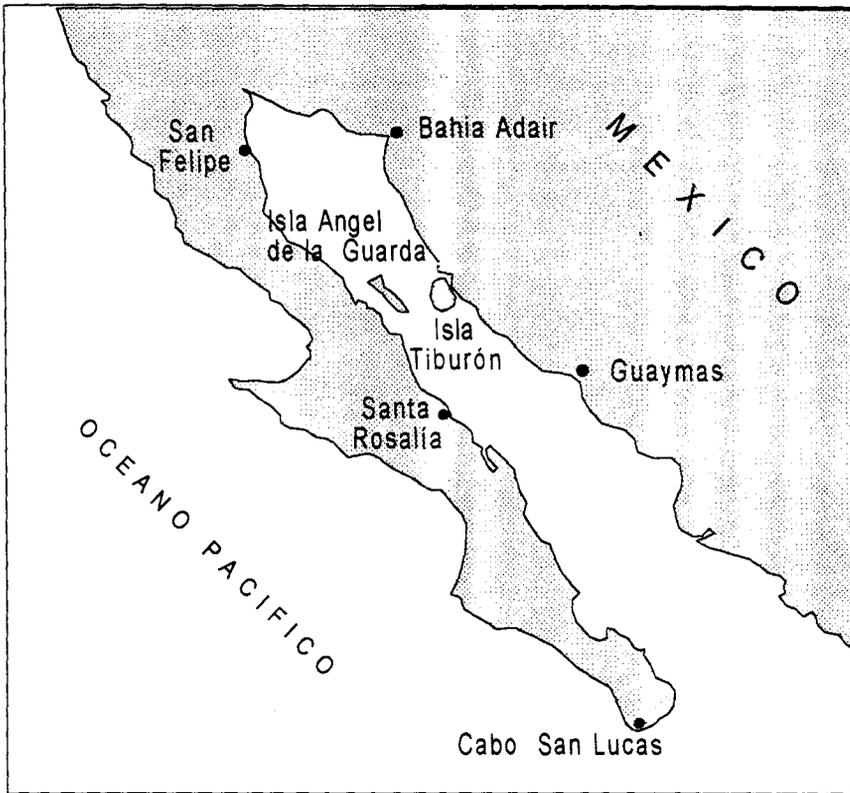


Fig. 1.8. Series de tiempo del nivel del mar registradas en San Felipe, Santa Rosalía y Cabo San Lucas. Fases de la luna: cuarto menguante (CM), cuarto creciente (CC), luna nueva (LN), luna llena (LLI). (Marinone, 1997).

Sin considerar las corrientes periódicas de marea el movimiento que permanece es el conocido como corrientes residuales y son las que constituyen la circulación, ya que las corrientes periódicas sólo avanzan y retroceden. Además de las corrientes de mareas, se encuentran presentes corrientes residuales generadas por el viento, la distribución de densidad y las producidas por la interacción de la marea con la batimetría. Estas corrientes residuales se manifiestan como un desplazamiento neto de las partículas.

Marinone y Lavín (1997) usaron un modelo numérico para determinar las mareas en el Golfo de California. Las corrientes residuales de marea son producidas por la interacción entre las corrientes de marea la batimetría. El modelo también incluye las corrientes residuales producidas por la acción del viento. Las aplicaciones prácticas de los modelos numéricos son realizar predicciones de trayectorias de sustancias químicas naturales o antropogénicas, la localización de frentes térmicos, la influencia de modificaciones topográficas y/o geométricas de la cuenca sobre su dinámica.

La manera de determinar las corrientes residuales es calculando promedios temporales de las corrientes observadas en el campo o de las arrojadas por modelos durante uno o más ciclos de marea. La velocidad promedio será la corriente residual en ese lugar, es decir, aquella parte de la corriente que ya no contiene las oscilaciones armónicas de la marea. Entonces la corriente total U en el mar, se puede representar como la suma de dos partes: $U = u_{marea} + \bar{u}$, donde \bar{u} es la corriente residual causada por una variedad de mecanismos físicos (Lavín y Badan-Dangon, 1997) y u_{marea} es la corriente de marea producida por la superposición de los armónicos con amplitud y fase determinadas por la morfología de la cuenca y de la región geográfica.

Por lo que el patrón de circulación de la Bahía de La Paz está relacionado con el intercambio del agua a través de la boca principal y con la circulación común del Golfo de California, determinada por mareas, vientos, distribución de densidad, intercambio de calor y de agua con la atmósfera y con el Océano Pacífico. Las corrientes instantáneas en la parte norte son dominadas por las

corrientes de marea, sin embargo, a largo plazo las corrientes inducidas por los otros agentes, como el viento y la circulación residual inducida por mareas, pueden tener efectos importantes.

Según los resultados del modelo bidimensional adaptado al Golfo de California en una malla cuadrada de 6.5 km por Marinone y Lavín (1997), con fricción en el fondo (cuadrática) y forzamiento de la marea en la boca del Golfo. La distribución de corrientes que resultan del modelo depende de la cantidad de armónicos usados en el forzamiento. Esto lo demostraron con los resultados sintéticos del modelo con forzamiento de M_2 y otro forzamiento con M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , y P_1 . Para el primer caso en San Felipe no se observaron mareas vivas ni muertas, mientras que para el forzamiento con 7 armónicos si existen ambos tipos de mareas (Fig.1.9). Las corrientes de mareas al encontrar obstáculos o restricciones en las cuencas y lagunas costeras producen asimetrías en el flujo y reflujos de la marea es decir, hay lugares por donde pasa más agua durante el flujo que durante el reflujos y lo contrario también puede ocurrir. En este caso la elipse de marea se distorsiona y no se cierra como resultado de la existencia de una corriente residual.

Las corrientes residuales producidas por la marea pueden ser de considerable importancia y suelen ser proporcionales al cuadrado de la magnitud de la corriente de marea (Loder, 1980; Marinone y Fyfe, 1992) principalmente en zonas con restricciones batimétricas como en umbrales, canales y áreas someras. Dichas condiciones ocurren alrededor de las islas y en la parte norte del golfo (Quirós et al., 1992; Argote et al., 1997). El viento (velocidad media de 5 m/s) es uno de los agentes que causa la circulación en el ambiente marino. La velocidad del viento \mathbf{W} ejerce una transferencia de momentum al mar de $\tau = \rho_a C_d |\mathbf{W}| \mathbf{W}$, donde ρ_a es la densidad del aire y C_d es el coeficiente de arrastre. El viento en el Golfo de California es canalizado a lo largo del eje de las cadenas montañosas, soplando del noroeste en invierno y del sureste en verano (Merrifield y Winant, 1989; Badán-Dangon et al., 1991).

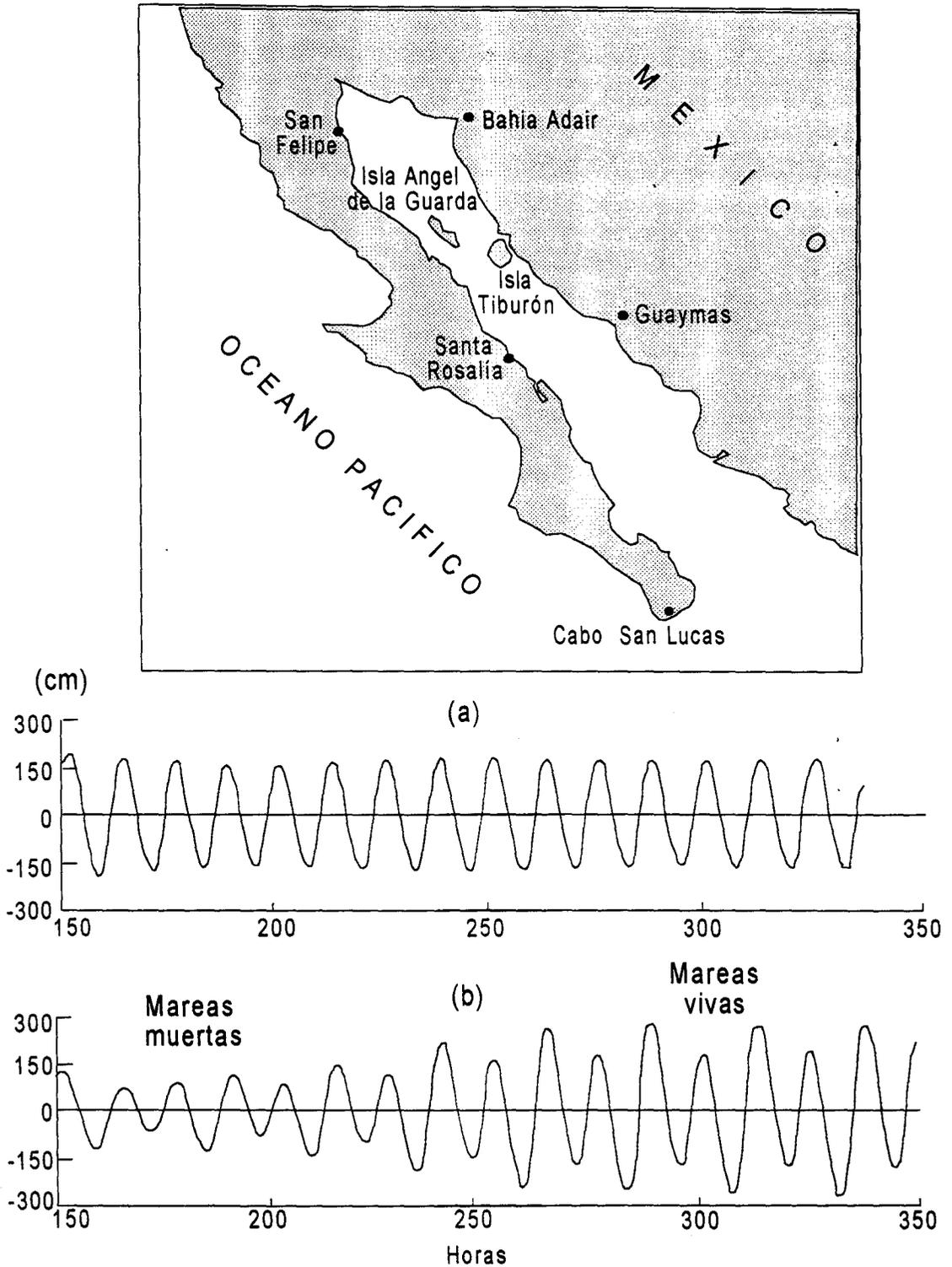


Fig. 1.9. Pronóstico de mareas para la estación de San Felipe en el Golfo de California: a) cuando el modelo es forzado únicamente con el armónico semidiurno M_2 ; b) el modelo es forzado con los armónicos M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , O_1 y P_1 .

Kowalik y Murty (1993) establecen la importancia de incorporar la parametrización de los conceptos fundamentales de viscosidad de remolino de amplio espectro (transferencia de momentum en flujos turbulentos) y la difusión de remolinos de amplio espectro (transferencia de masa por procesos turbulentos). Es necesario notar que las ecuaciones de movimiento y continuidad sirven para describir una distribución promedio de velocidad y densidad. El movimiento en el océano es generalmente irregular y turbulento. La interacción del movimiento turbulento con el movimiento promedio es descrita por la viscosidad horizontal y vertical de remolinos y por el intercambio de masa por la difusión horizontal y vertical de remolinos.

Los modelos numéricos son herramientas importantes para el estudio de los océanos, mares y zonas costeras por la aplicación práctica de los conocimientos teóricos. Para validar los resultados numéricos es indispensable la realización de investigaciones experimentales y/o mediciones ambientales. Los modelos deben reproducir los fenómenos observados, pero también es posible que las observaciones se enfoquen a probar la existencia de fenómenos predichos por los modelos, por lo que la interacción entre modelos y observaciones es fundamental.

CAPÍTULO 2. CARACTERIZACIÓN EXPERIMENTAL DE LA HIDRODINÁMICA DE LA ENSENADA Y BAHÍA DE LA PAZ.

2.1. Introducción

El Golfo de California es muy activo desde la perspectiva geológica; la zona costera es de gran importancia para el estudio de procesos oceanográficos por ser el área de contacto entre la tierra y el mar. Esta zona es caracterizada por intenso aporte de material de origen terrestre al mar debido al escurrimiento causado por lluvias torrenciales; el intenso oleaje de invierno redistribuye los sedimentos depositados a lo largo de la línea de costa, participando también en dicho proceso el viento. La parte acuática del litoral costero es de gran interés para el turismo y por ser una zona de gran productividad también lo es para el desarrollo de la industria pesquera. La conservación de los ecosistemas costeros depende de la prevención de los problemas de contaminación inducidos por el impacto antropogénico en el desarrollo urbano costero y del conocimiento que se tenga de los distintos mecanismos hidrofísicos que actúan en los cuerpos de agua costeros. Para entender y evaluar los procesos de transporte de distintas sustancias es necesaria la colecta y el análisis de parámetros hidrológicos e hidrodinámicos.

La Bahía y la Ensenada de La Paz por su situación geográfica interaccionan con las aguas marinas del Golfo de California y posiblemente con las del Océano Pacífico. La zona es potencialmente de alta productividad para el cultivo de diferentes especies de interés comercial y también como zona de recreo. La Bahía es el cuerpo de agua costero más extenso y profundo en la costa Oriental de la Península de Baja California.

Las propiedades hidrológicas y los mecanismos hidrodinámicos de las lagunas costeras varían en el tiempo debido a: mareas, oleaje local, la dinámica del mar adyacente, los ciclos de radiación solar y las condiciones morfológicas y meteorológicas. El desarrollo irracional de su entorno puede incrementar las descargas de contaminantes y sedimentos, además modifica la línea costera. Por ejemplo, un posible desarrollo urbano en las márgenes de la Bahía y la Ensenada de La Paz sin planificación previa y control de estos cuerpos de agua, acarrearía

problemas de modificación de la línea de costa y descargas de contaminantes que podrían impactar severamente el medio marino.

Las actividades de este tipo alteran la topografía y batimetría del cuerpo de agua, lo que a su vez conlleva a un cambio negativo en la circulación y calidad de sus aguas. La problemática planteada demanda estudios sobre la dinámica y estructura termohalina de sus aguas, incluyendo corrientes, oleaje, mareas, mezcla, transporte de material disuelto y en suspensión. Por consiguiente la Bahía y la Ensenada de La Paz son cuerpos de agua de interés para los oceanógrafos y el Gobierno del Estado.

2.1.1. Área de Estudio

La Ensenada de la Bahía. La batimetría de estos cuerpos de agua es presentada en la Figura 2.1. El clima de la región de La Paz es clasificado como clima tipo seco o semidesértico cálido con temperatura media anual entre 22 °C y 24 °C, con régimen de lluvias en verano y una precipitación promedio anual menor de 200 mm (Roden, 1958). Los vientos son variables, prevalece un sistema de brisas que ocasiona cambios diurnos del viento. Los vientos dominantes del sur se desarrollan de marzo a agosto y que localmente se les llama "Coromuel". De octubre a febrero los vientos provienen del noroeste y se les denominan "Collas". La Cordillera de Baja California produce un efecto termorregulador sobre la zona, ya que ésta es un obstáculo para que los vientos del NW y las brisas del Océano Pacífico no penetren libremente a la Bahía (Roden, 1964). También existe la influencia de perturbaciones atmosféricas (ciclones) del sur en verano y del norte en invierno. Entre los tópicos hidrofísicos que aún se desconocen en el sistema de la Bahía Ensenada de La Paz se encuentran los siguientes: a) la variabilidad espacio-temporal de la estructura termohalina; b) la circulación de las aguas por distribución de masa y deriva de viento; c) el intercambio del agua entre la Bahía y la Ensenada; d) la Intensidad de mezcla turbulenta; e) el efecto de las condiciones atmosféricas sobre dichos cuerpos de agua.

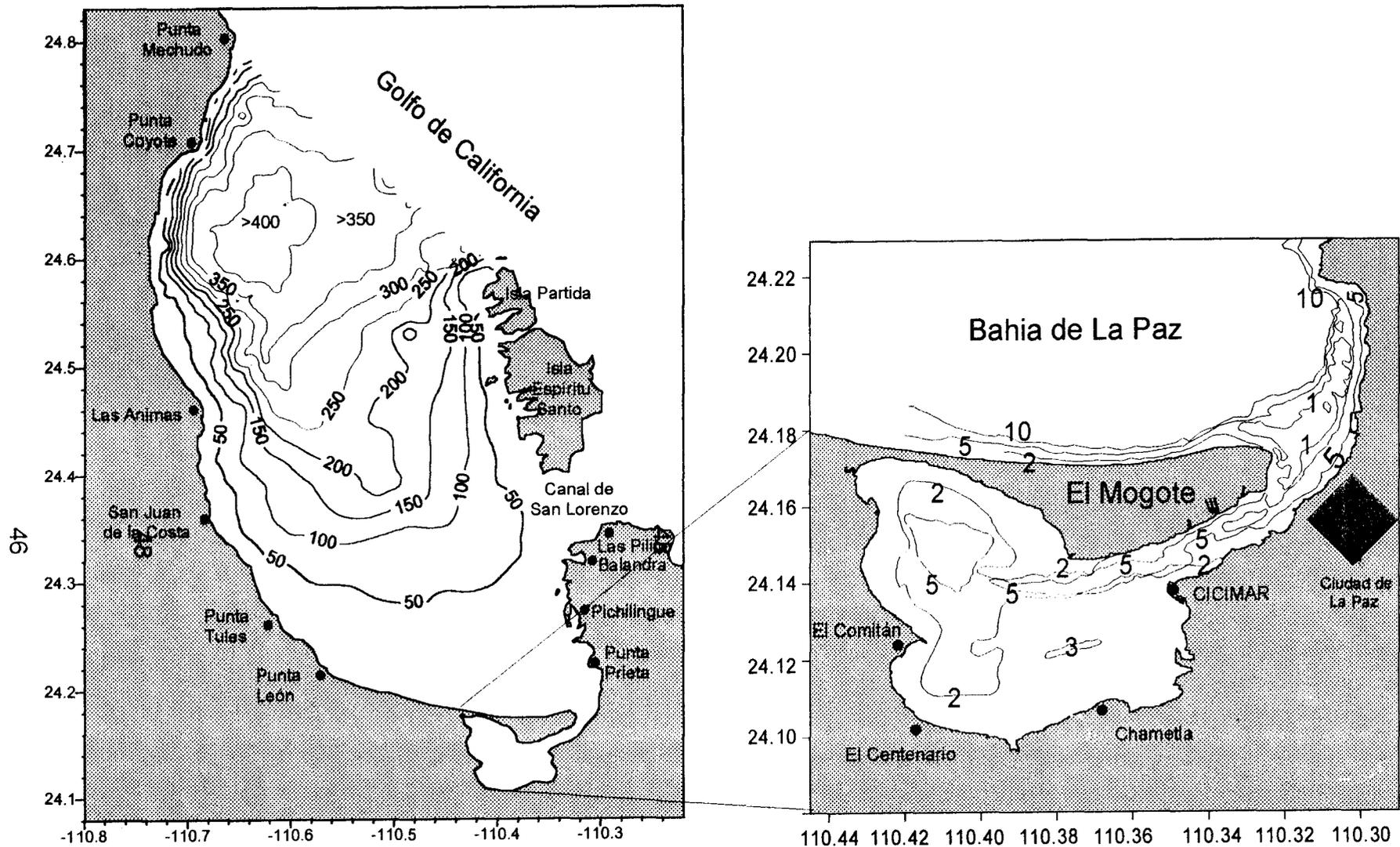


Fig.2.1. Batimetría en metros de la Bahía de La Paz (Cruz-Orozco et al., 1996) y de la Ensenada de La Paz (carta mexicana No. 357).

2.2. Hidrodinámica en la Ensenada de La Paz

2.2.1. Localización de las secciones batimétricas y de estaciones hidrodinámicas

Durante el muestreo de noviembre de 1994 el registro de corrientes se realizó con corrientímetros anclados a 40 cm del fondo en las estaciones A, C y D (Fig. 2.2), grabando un dato (promedio) cada dos minutos. Los perfiles de corrientes y de parámetros hidrológicos se registraron en forma continua (2Hz) durante 10 minutos cada media hora, iniciándose el muestreo el 21 de noviembre. Las estaciones A, C y D registraron corrientes, además las dos primeras estaciones registraron mareas, temperatura y salinidad. El 22 de noviembre con el ecosonda marca Furuno se realizaron las secciones batimétricas I, II y III en el interior de la Ensenada y las secciones IV, V y VI en el canal que comunica la Ensenada con la Bahía (Fig. 2.2), los resultados son mostrados en la Figura. 2.3.

2.2.2. Perfiles hidrológicos y de corrientes en la Ensenada de La Paz

En la campaña de muestreo del 24 de noviembre de 1994 se realizaron 12 sondeos con intervalos de 30 minutos de corrientes, de temperatura y salinidad en el interior de la ensenada, el mismo día se hicieron otros 3 perfiles en las secciones del canal. En la ejecución de cada perfil también se registró la posición con el GPS (todos los perfiles en el interior de La Ensenada y en el canal se realizaron durante el reflujó de marea). La Figura 2.4 muestra la ubicación de las estaciones donde se realizaron los perfiles hidrográficos y de corrientes.

La Figura 2.5 muestra los perfiles hidrológicos obtenidos en las estaciones 3, 4, 5 y 6; todos son homogéneos verticalmente con excepción del perfil 6 (sobre la cuenca de la ensenada) que muestra la presencia de agua más salina y densa en el fondo. Horizontalmente se observan diferencias de temperatura y salinidad por ejemplo la estación 4 es la más cálida y la estación 3 es la menos salina. La diferencia de temperatura entre estaciones es del orden de 0.3 °C y en salinidad de 0.3 ups (unidades prácticas de salinidad), está diferencia de temperatura y salinidad sugiere escasa mezcla en el plano horizontal. El perfil 5 se caracteriza por ser la estación más salina y fría, por consiguiente son las aguas más densas.

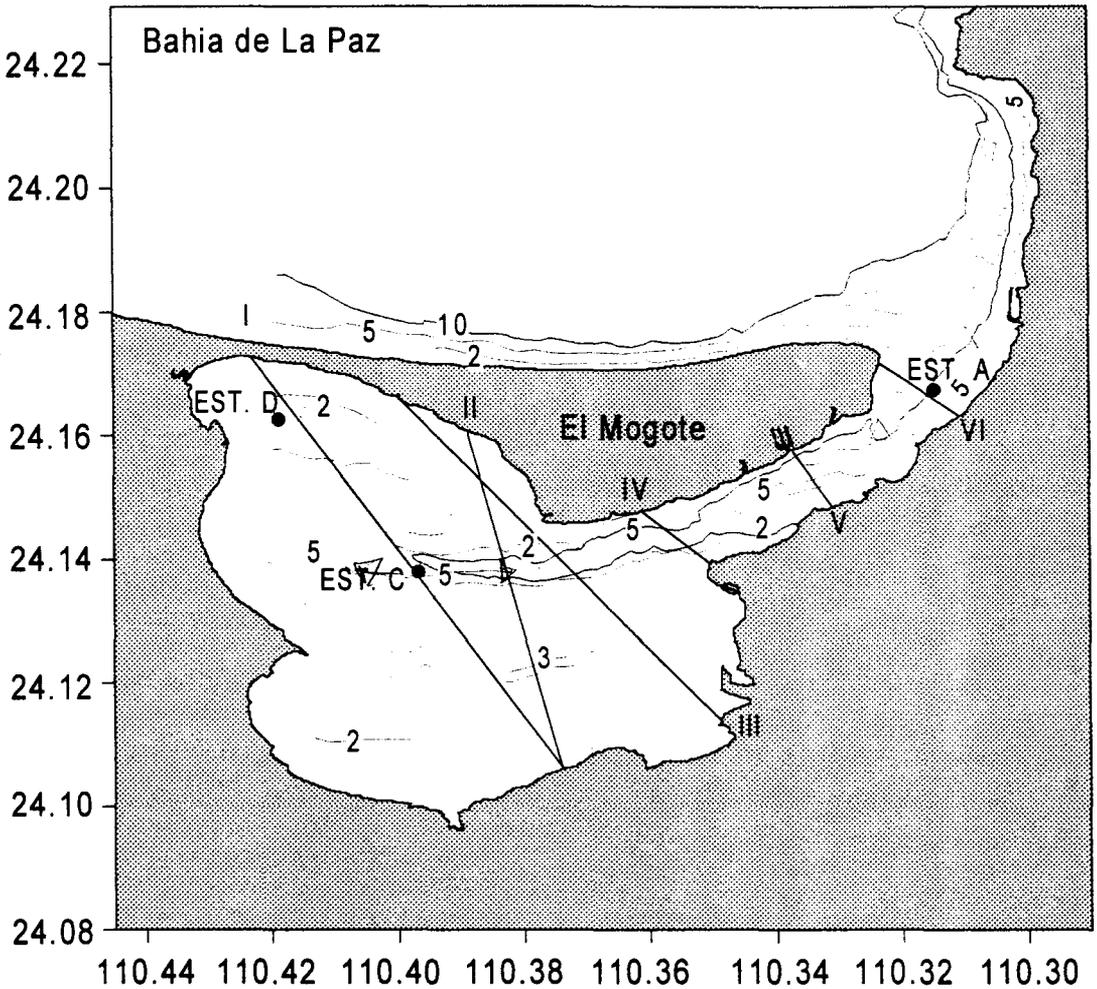


Fig. 2.2. Líneas de ecosondeo, batimetría y localización de estaciones fijas de muestreo de corrientes, mareas, temperatura y salinidad en la Ensenada de La Paz.

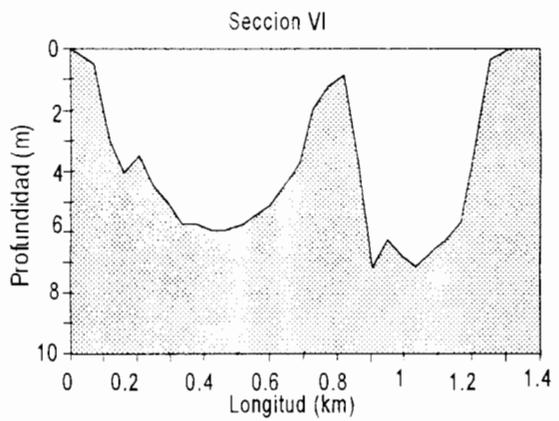
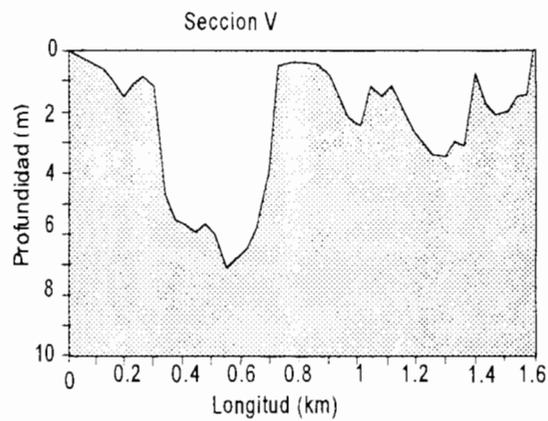
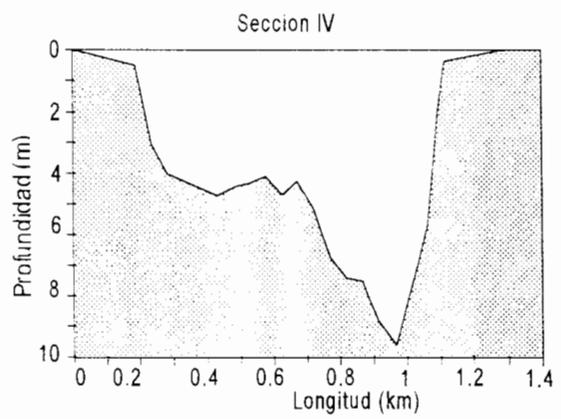
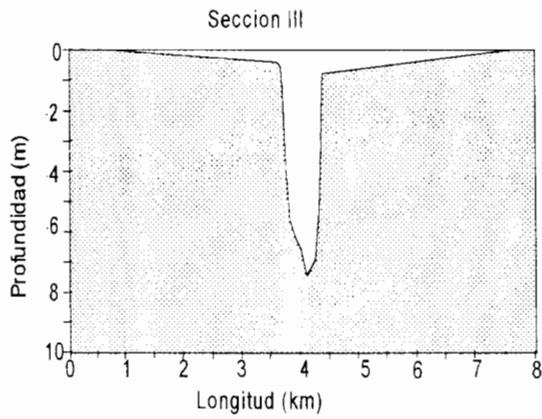
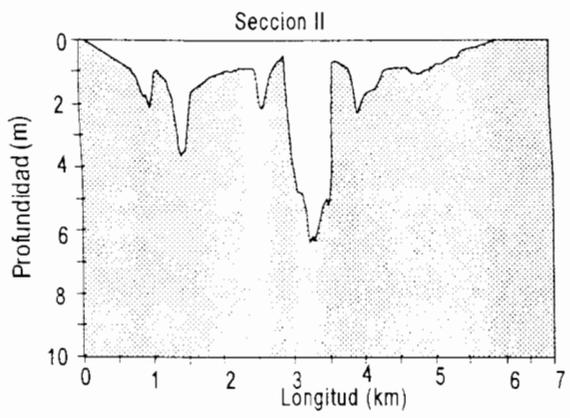
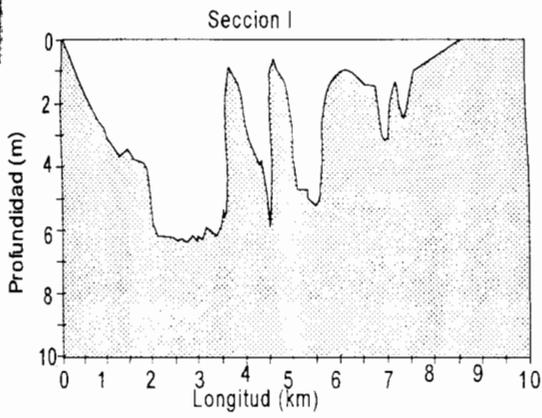


Fig. 2.3. Secciones batimétricas de la Ensenada de La Paz, noviembre de 1994.

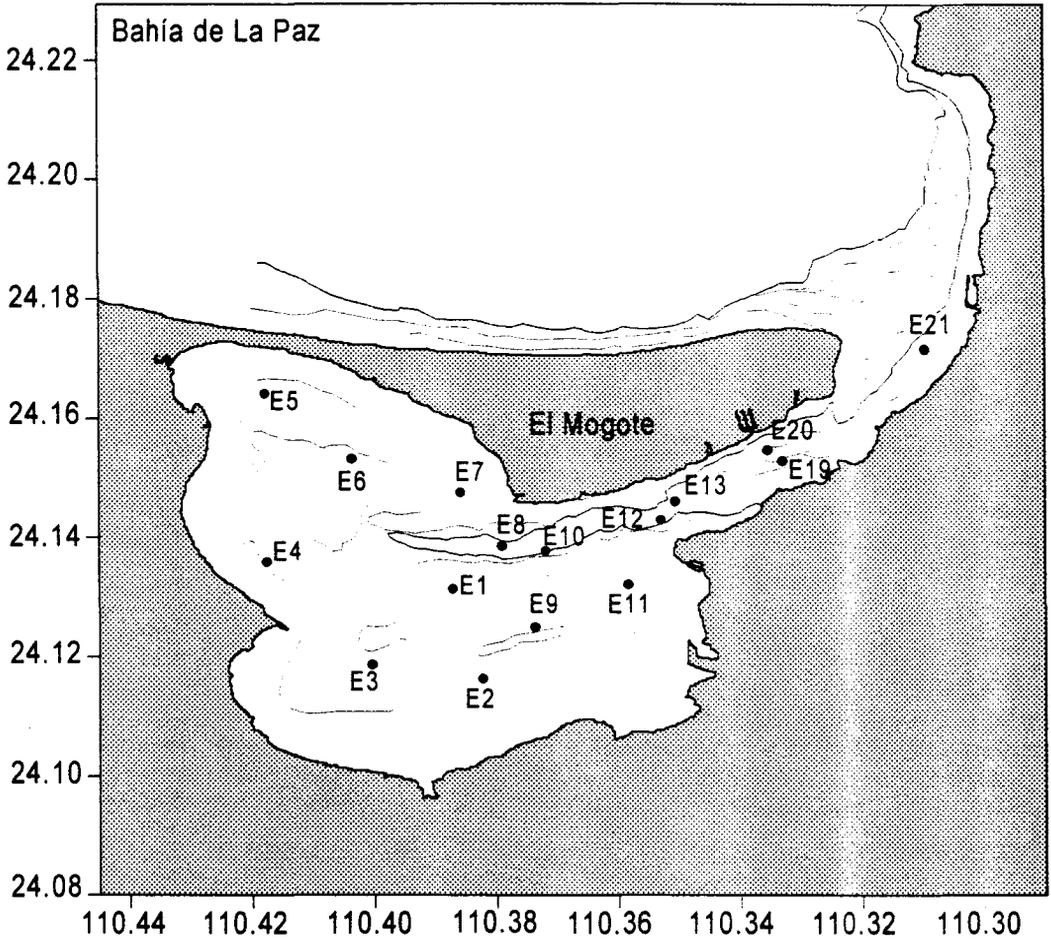


Fig.2.4. Localización de las estaciones de muestreo de los perfiles hidrológicos y de corrientes, en la Ensenada de La Paz, del 24 de noviembre de 1994.

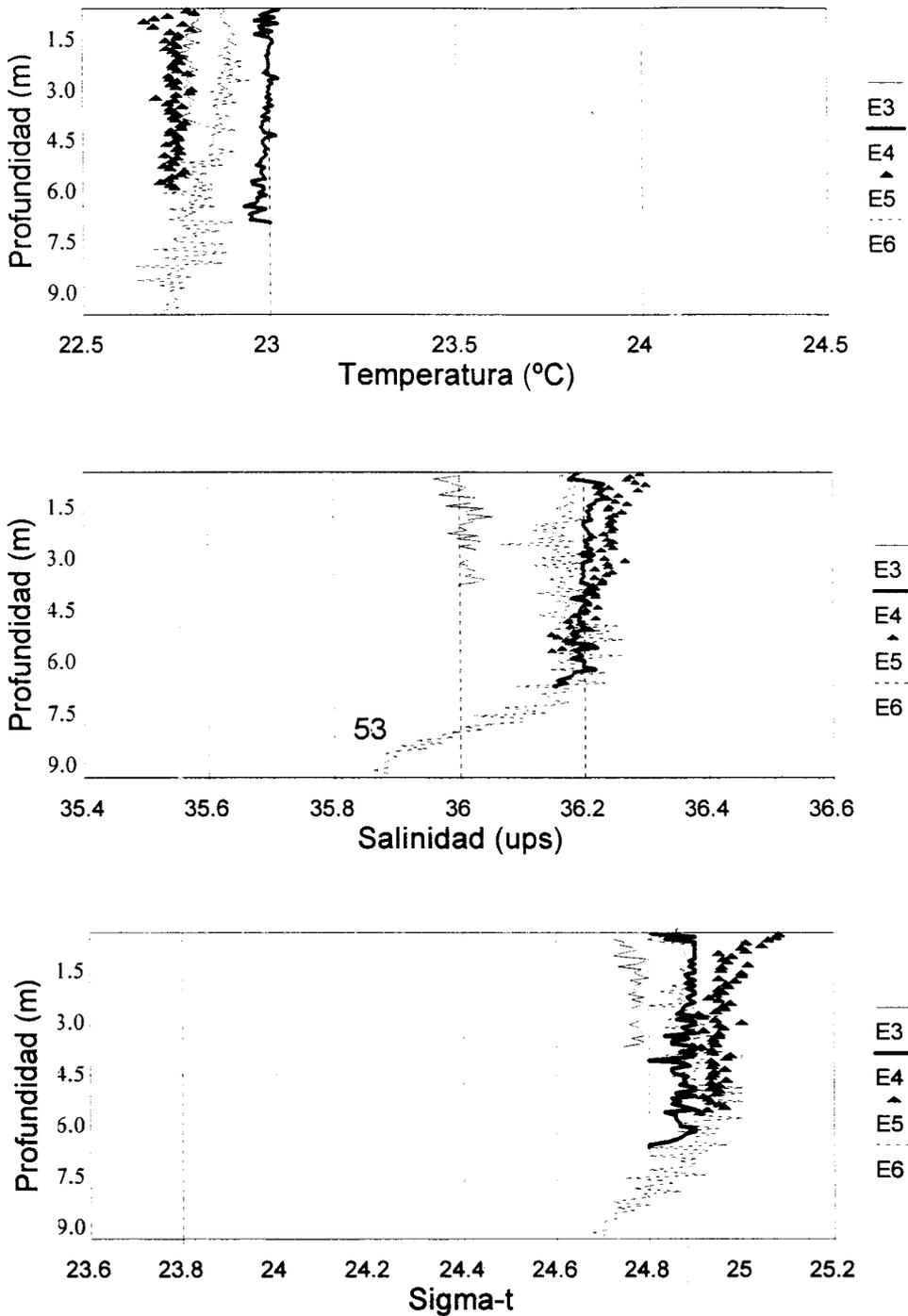


Fig. 2.5. Perfiles verticales de temperatura, salinidad y sigma-t en las estaciones 3, 4, 5 y 6 en la Ensenada de La Paz, el 24 de noviembre de 1994.

La distribución horizontal de los perfiles hidrológicos 1,2,8,10 y 12 se presentan en la Figura 2.6, aquí se observa un mayor rango de variación hasta de nueve 1.8 grados centígrados en temperatura y en salinidad hasta de una unidad. Se observa un fuerte gradiente vertical de temperatura en la estación 10, las aguas más salinas son de la estación 12 y 8 en la superficie y el agua más densa se encuentran en la estación 8. En la Fig.2.6 ya no se observa el agua está bien mezclada verticalmente para las estaciones más profundas del canal (estaciones 8,10 y 12) y horizontalmente tampoco las aguas están bien mezcladas.

En general la distribución vertical de la densidad en las estaciones 1,2,8 y 10 presenta pequeñas inestabilidades ya que el agua superficial es más densa que la del fondo, esto induce la mezcla vertical y se puede hablar de una pequeña estratificación durante el muestreo. Los perfiles de salinidad y densidad son casi paralelos así que la distribución de masa es controlada esencialmente por la distribución de salinidad (Von Arx, 1977).

En la Figura 2.7 se presentan cuatro perfiles de corrientes y la respectiva representación polar de las estaciones 5, 6 (en la parte norte de la ensenada) y de las estaciones 10, 12 en el canal. Las velocidades en las dos primeras estaciones oscilan alrededor de los 9 cm/s y no tienen dirección preferente, mientras que en la estación 10 sobre el canal la corriente tiene dirección preferente del noeoriental (en la dirección del refluo) con valores aproximados de 17 cm/s. La velocidad en la estación 12 fluctúa alrededor de los 20 cm/s también con dirección definida hacia el refluo. El perfil de la estación 12 muestra una velocidad mayor en la capa superficial con 2 m de grosor.

El esquema de corrientes sugiere que en las zonas periféricas (aguas someras) de la Ensenada de La Paz no influyen las corrientes del canal y sólo existen corrientes aleatorias del oleaje local que mezcla verticalmente la capa de agua de la zona somera.

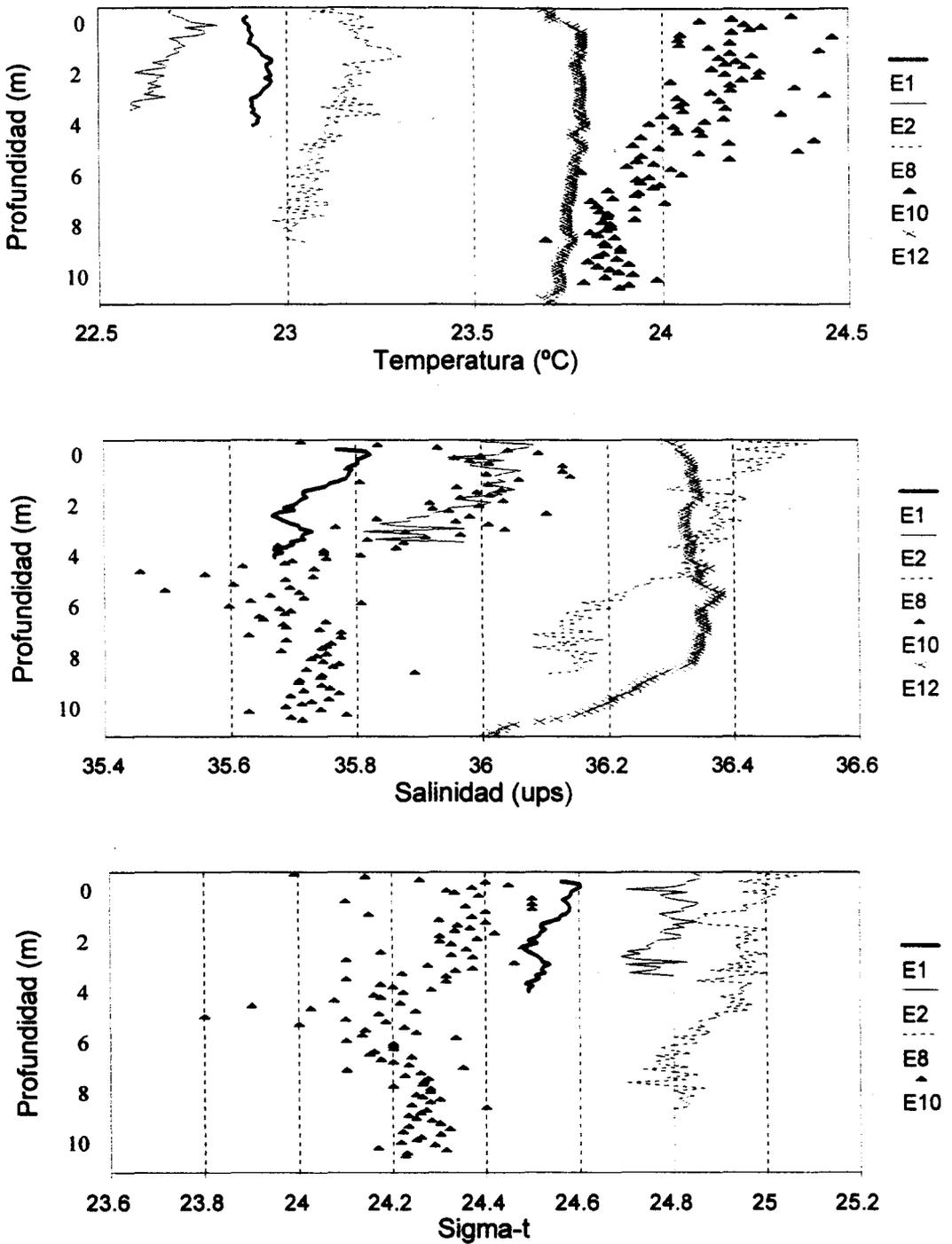


Fig.2.6. Perfiles verticales de salinidad, temperatura y densidad en las estaciones 1, 2, 8, 10 y 12 en la Ensenada de La Paz, el 24 de noviembre de 1994.

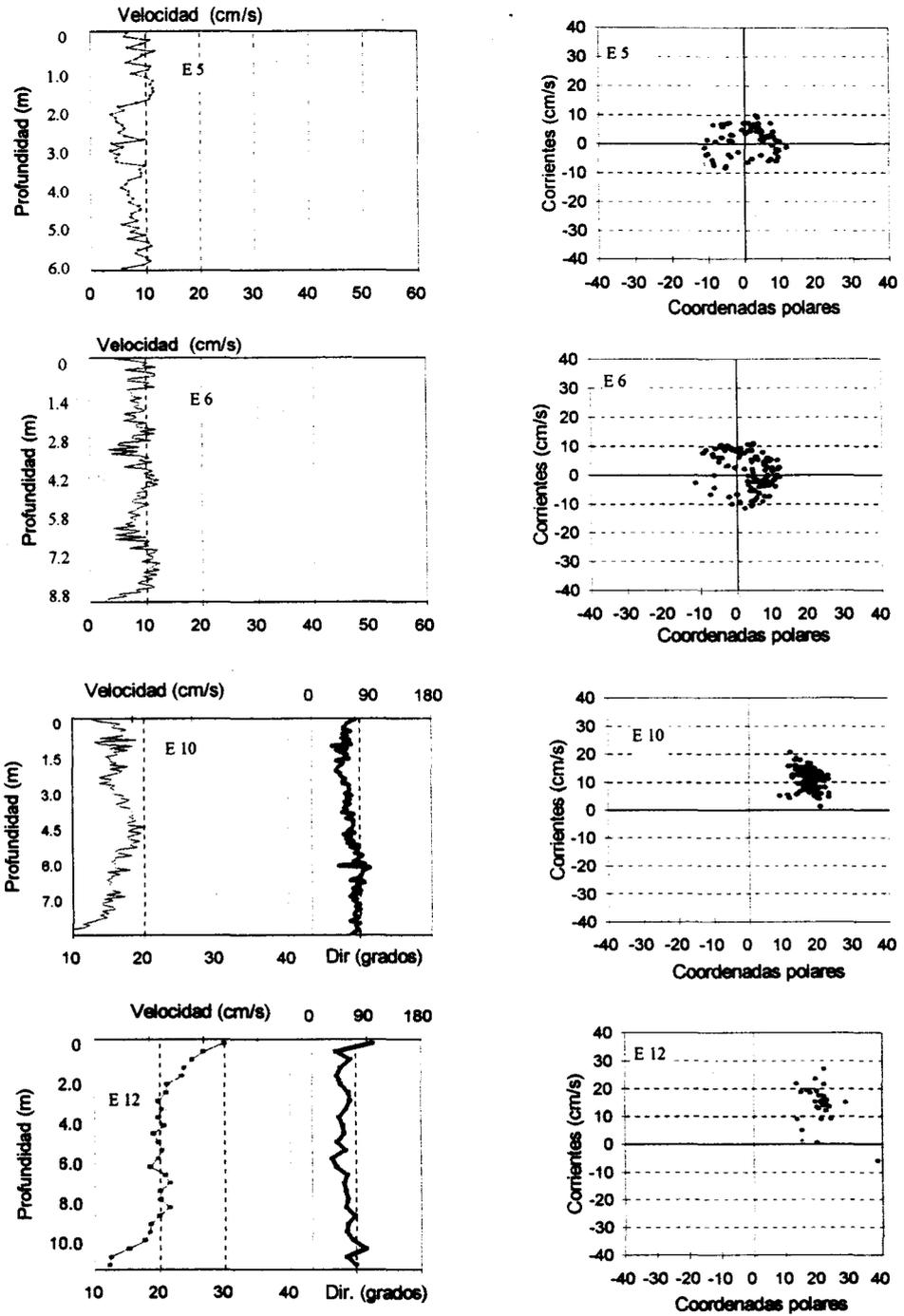


Fig.2.7. Perfiles verticales de corrientes y su representación polar de las estaciones 5, 6, 10 y 12 en la Ensenada de La Paz, del 24 de noviembre de 1994.

2.2.3 Variabilidad temporal de parámetros hidrológicos en las estaciones fijas

Durante las 9 horas de muestreo, la Figura 2.8 ilustra la hora en que se realizaron los perfiles hidrológicos en la ensenada y en el canal con las series de tiempo de mareas, corrientes y la representación en forma polar de corrientes en las estaciones fijas C y D. Las corrientes en la capa del fondo son del orden de 2-6 cm/s. Para la estación C se observa que la dirección de la corriente fluctúa entre los 20°-90°, mientras que en la estación D la dirección de la corriente es menos dispersa, encontrándose entre los 5° y 40°. Los 4 primeros perfiles fueron registrados en marea máxima y los 10 siguientes se hicieron en el reflujó.

En los dos últimos gráficos de la Figura 2.8, el primero representa las mareas y la temperatura en la estación C, observándose que en el reflujó de la marea la temperatura sube pero esto no se observa en el gráfico de marea y salinidad. El aumento de la temperatura con el reflujó indica que no existe una mezcla horizontal eficiente del agua en la Ensenada. La salinidad durante este período de observaciones tiene valor promedio de 35.53 ups con pequeñas fluctuaciones alrededor de ± 0.03 ups, es decir la masa de agua que pasó por la estación C tiene salinidad casi constante y durante el muestreo la temperatura se incrementó en 0.5° C, esto sugiere que el cuerpo de agua que pasa por dicha estación no es homogénea y/o es parte de las fluctuaciones diurnas del calentamiento.

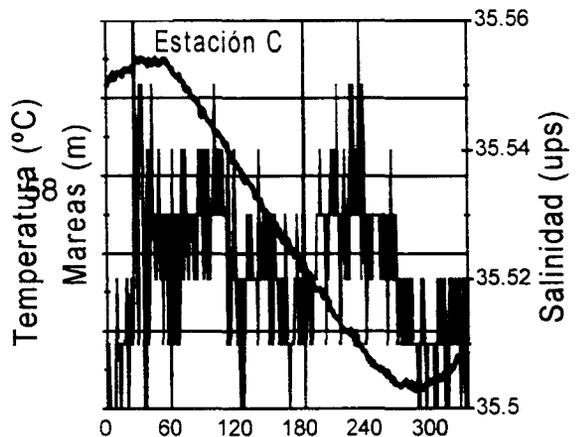
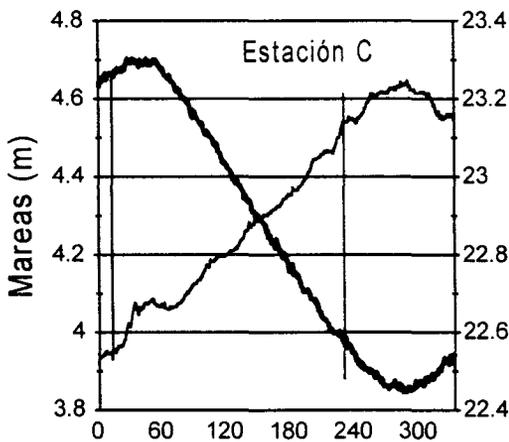
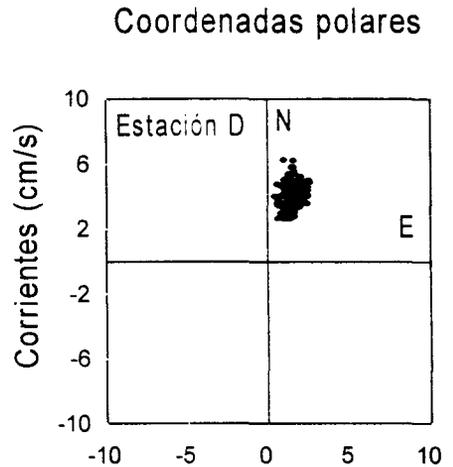
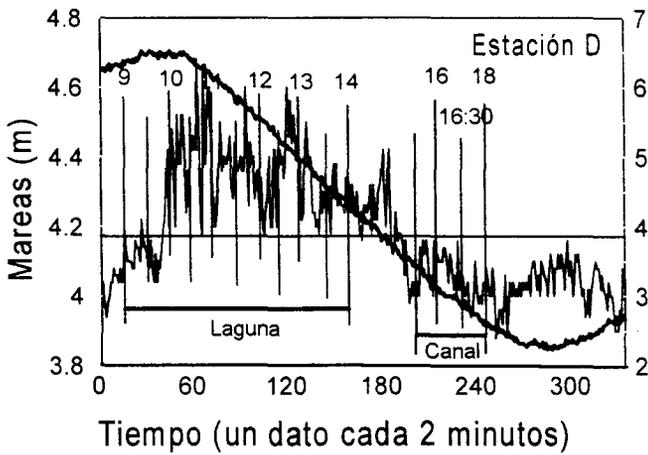
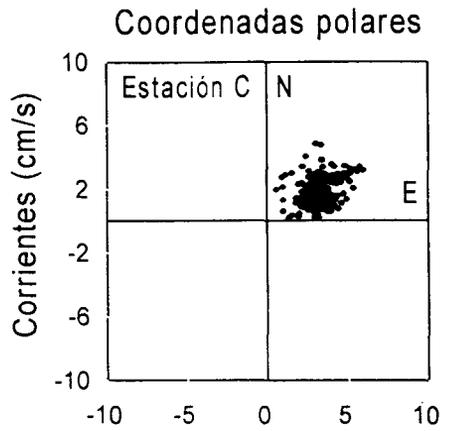
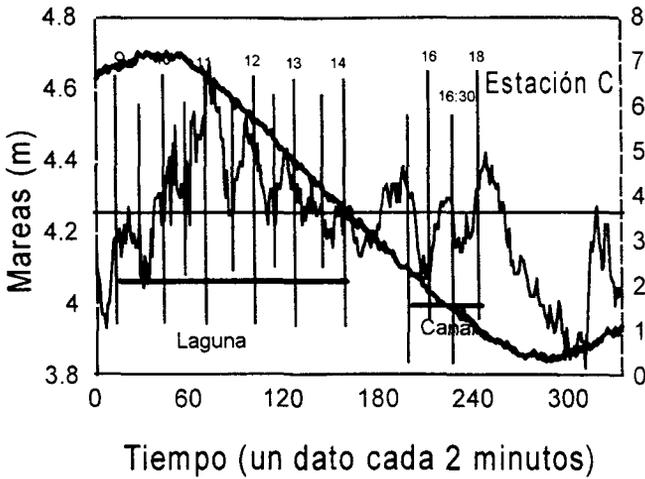
2.2.4. Influencia de las mareas en las estaciones fijas

En la Figura 2.9 se presentan los gráficos de mareas y corrientes de las estaciones A, C y D señalando los flujos y reflujos durante un período de mareas (iniciando a las 16:00 hrs del día 21 hasta las 16:50 del día 22/XI/94), a la derecha se encuentra la representación polar de las corrientes durante las 50 hrs. Las estaciones A y C se encuentran en los extremos interior y exterior del canal respectivamente (ver Fig. 2.2), por lo que las corrientes son de marea. La dependencia de la marea se observa claramente en los dos primeros gráficos del lado izquierdo mientras que los gráficos de lado derecho señalan claramente el flujo hacia sursuroeste en la estación A, hacia el occidente en la estación C y el

la estación C y aproximadamente cinco veces mayor que la de las corrientes en la

La Figura 2.11 muestra las mareas simultáneas de las estaciones A, C en la boca y en el extremo interior del canal de la ensenada respectivamente. Se observa un retraso de pocos minutos (4 a 8 min) durante el primer reflujo máximo, pero dicho retraso no se observa en el siguiente máximo debido a que en la estación A el medio ambiente perturba el registro de mareas. En general las pequeñas diferencias entre las curvas de marea en dichas estaciones se deben al retraso (de pocos minutos) por fricción de la onda con el fondo y con las paredes sólidas del canal de la ensenada.

La Figura 2.12 presenta los registros de corrientes y mareas en las estaciones A, C y D; en el primer gráfico se observa la intensidad relativa de las corrientes y la variabilidad de las mareas; la intensidad de flujo y reflujo en la estación A es muy alta y tiene buena correlación con las variaciones de nivel del mar. En el segundo gráfico al comparar las corrientes en las estaciones A y C se observa que las corrientes tienen la misma forma, pero las corrientes en A son más del doble que en la estación C. En el tercer gráfico se comparan las corrientes de las estaciones A y D, observándose que las corrientes de la estación D no presenta la misma forma que las de la estación A, lo que sugiere que el origen de las corrientes en la estación D no son de mareas.



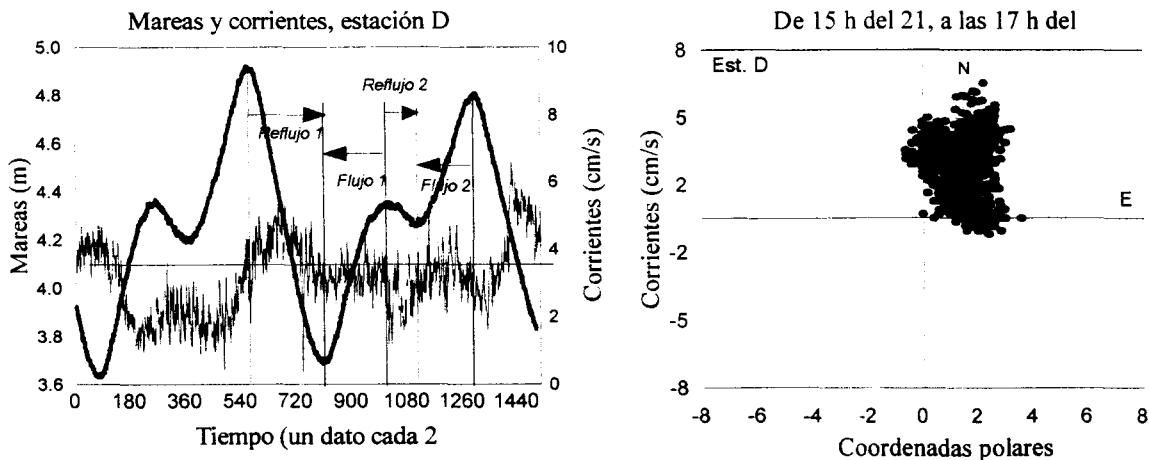
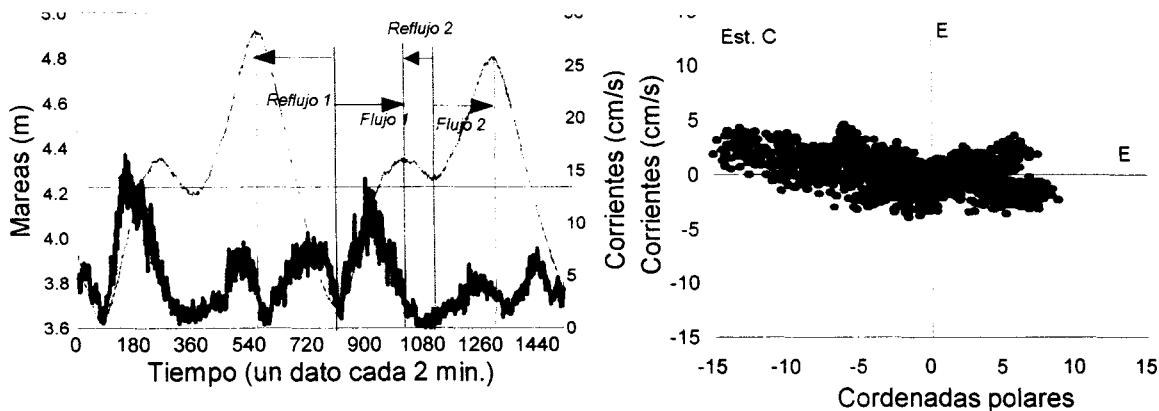


Fig.2.9. Series de tiempo de mareas y corrientes en las estaciones fijas. Indicando el período de mareas en la Ensenada de La Paz, del 21-22 de noviembre de 1994.

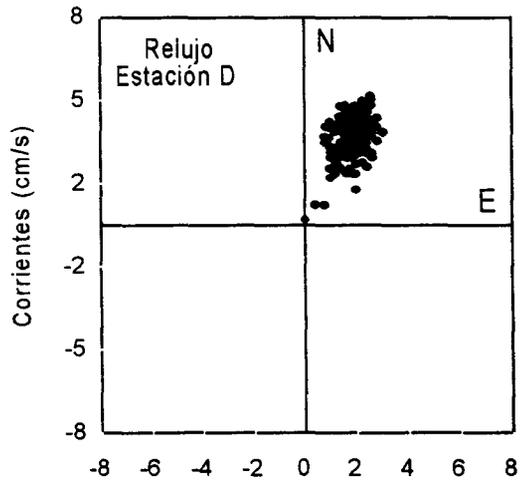
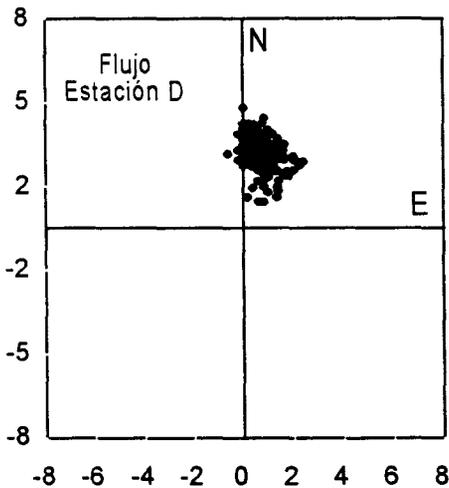
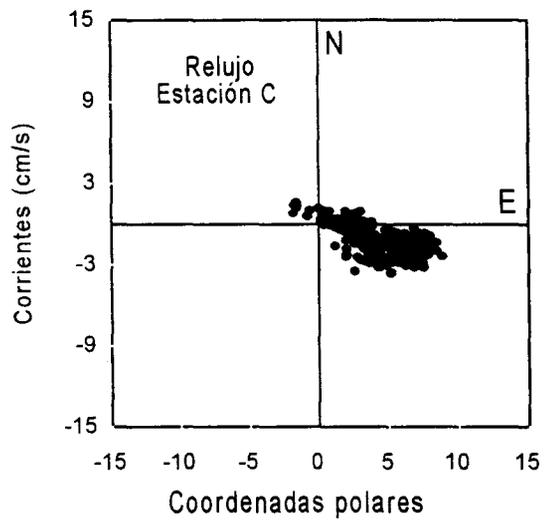
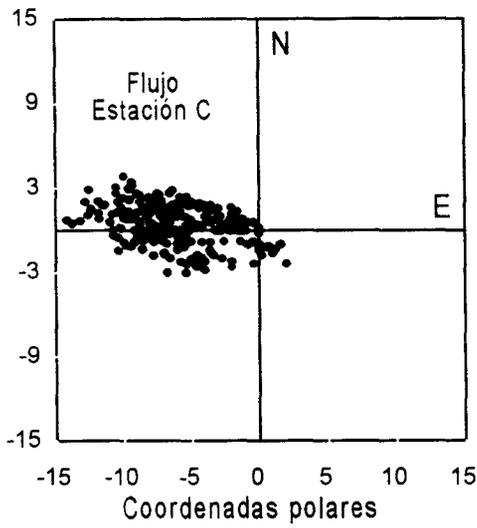
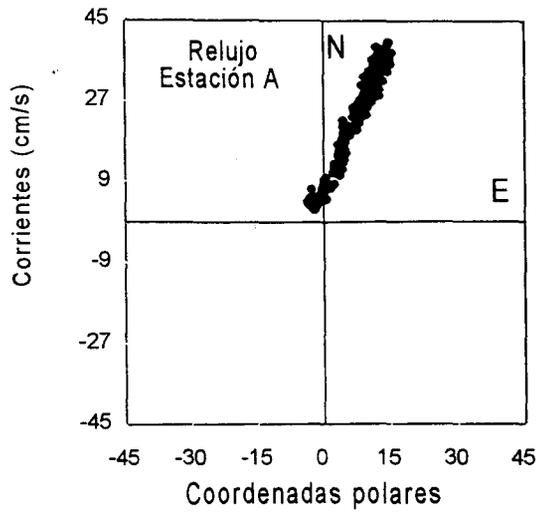
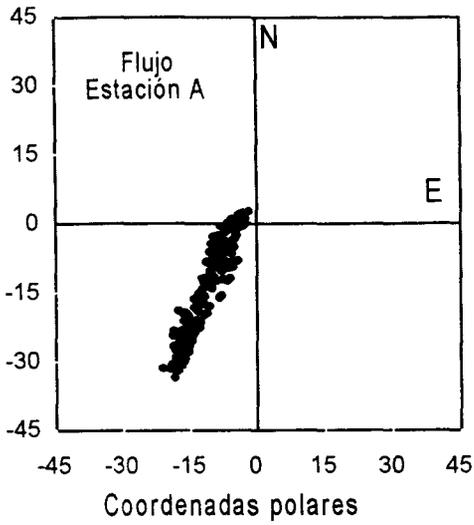


Fig.2.10. Corrientes de marea en un período de marea en las estaciones fijas en la Ensenada de La Paz, del 21-22 de noviembre de 1994.

Tiempo (un dato cada 2 min.)

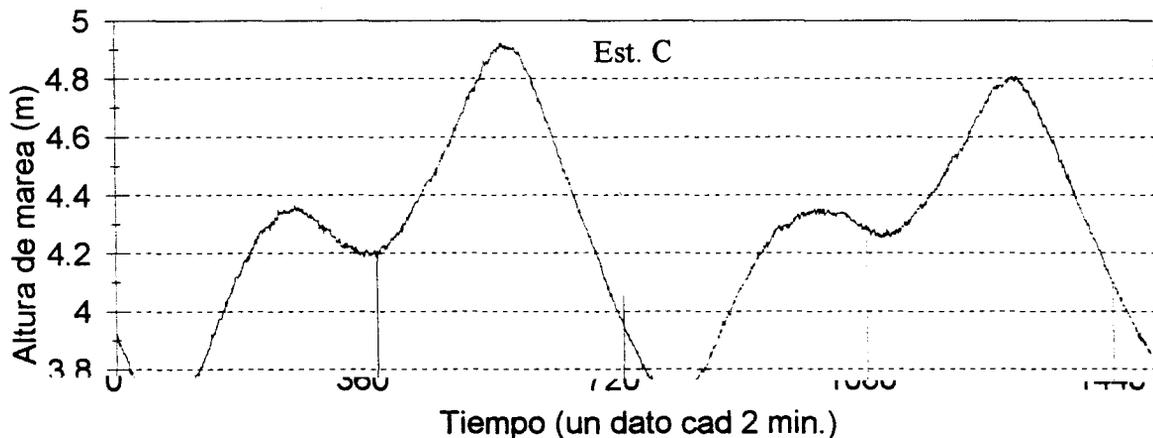
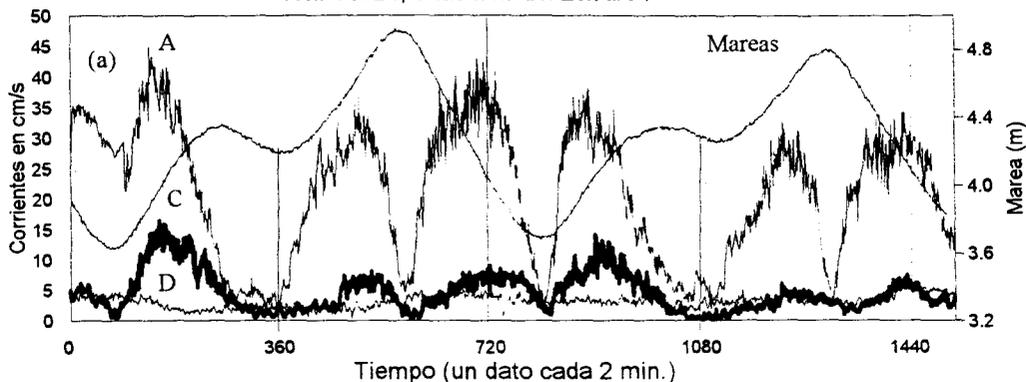
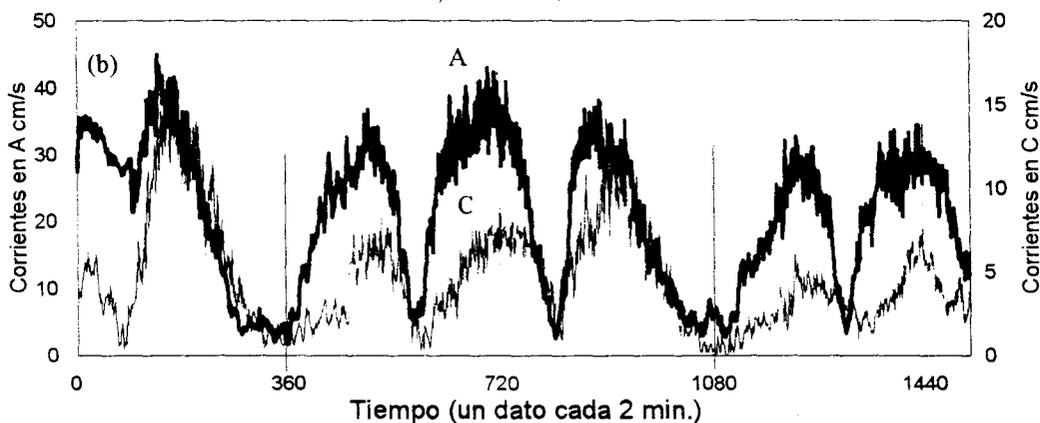


Fig.2.11. Mareas en las estaciones fijas A y C, en la boca y en el extremo interior del canal de la Ensenada de La Paz, del 21 al 23 de noviembre de 1994.

Mareas y corrientes en A,C,D.
15hr del 21, a las 17hr del 23/XI/94



Corrientes en A,C.
15hr del 21, a las 17hr del 23/XI/94



Corrientes en A, D.
15hr del 21, a las 17hr del 23/XI/94

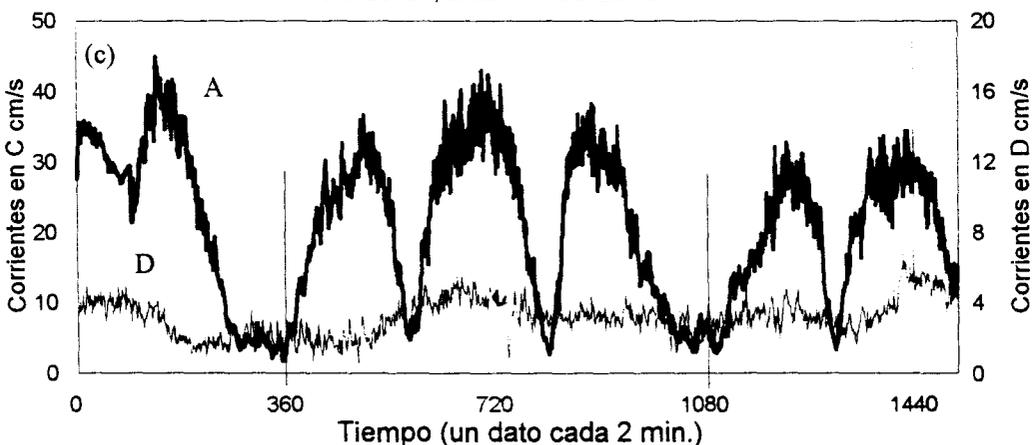


Fig.2.12. Mareas y corrientes de las estaciones A, C y D, en Ensenada de La Paz, del 21 al 23 de noviembre de 1994.

Las series de tiempo de las estaciones A y C son graficadas en la Figura 2.13 mostrando las fluctuaciones de salinidad y temperatura durante la marea. también se hace una comparación de temperatura y salinidad entre las dos estaciones. En el gráfico de salinidad de la estación A (en la boca del canal) se notan variaciones diurnas, esto demuestra que la salinidad en la ensenada es diferente al de la Bahía de la Paz, mientras la salinidad en la estación C que se encuentra en el extremo del canal al interior de la Ensenada de La Paz ésta permanece casi constante. Además, en los dos últimos gráficos se observa que la salinidad y temperatura en la estación A siempre son mayores que en la estación C.

2.2.5. Cálculos del intercambio de agua del sistema ensenad-bahía y del tiempo de residencia en la ensenada de La Paz

Evaluación geométrica del prisma de mareas.

En los estudios clásicos de lagunas costeras el prisma de marea (P) asume que el agua que entra a una laguna durante el flujo de marea (tiempo de llenado) se mezcla completamente con el agua contenida en su interior y durante el reflujó (tiempo de vaciado) el agua mezclada sale (Ippen, 1966). En general el concepto de Tiempo de Residencia es considerado en estudios de calidad del agua y de circulación en lagunas costeras $T_r = (V - P)/P$, donde T_r es el tiempo de residencia, V es el volumen del cuerpo de agua y P es el prisma de marea.

Se determinó geoméricamente el cálculo del área total de la Ensenada de La Paz incluyendo el canal hasta la sección VI. resultando de $A_s=35$ millones de m^2 . También se determinó el volumen del prisma de marea P mediante la multiplicación de A_s por el rango (1.29) de marea durante periodo de marea, resultando (35 millones de x 1.29) ≈ 45.5 millones de m^3 aproximadamente, el volumen total V_{tot} de agua en la Ensenada de La Paz a través de la digitalización de la batimetría en áreas cuadradas, sumando los productos de áreas por la profundidad correspondiente se obtiene el volumen 186 millones de m^3 con el nivel promedio de marea. El volumen total de la ensenada en marea baja es $V_{tot} - P/2=186$ millones-22.5 millones =163.5 millones de m^3 , el Tiempo de Residencia $[(163500000+45500000)/ 45500000]$ resulto ser de 4.6 períodos de mareas.

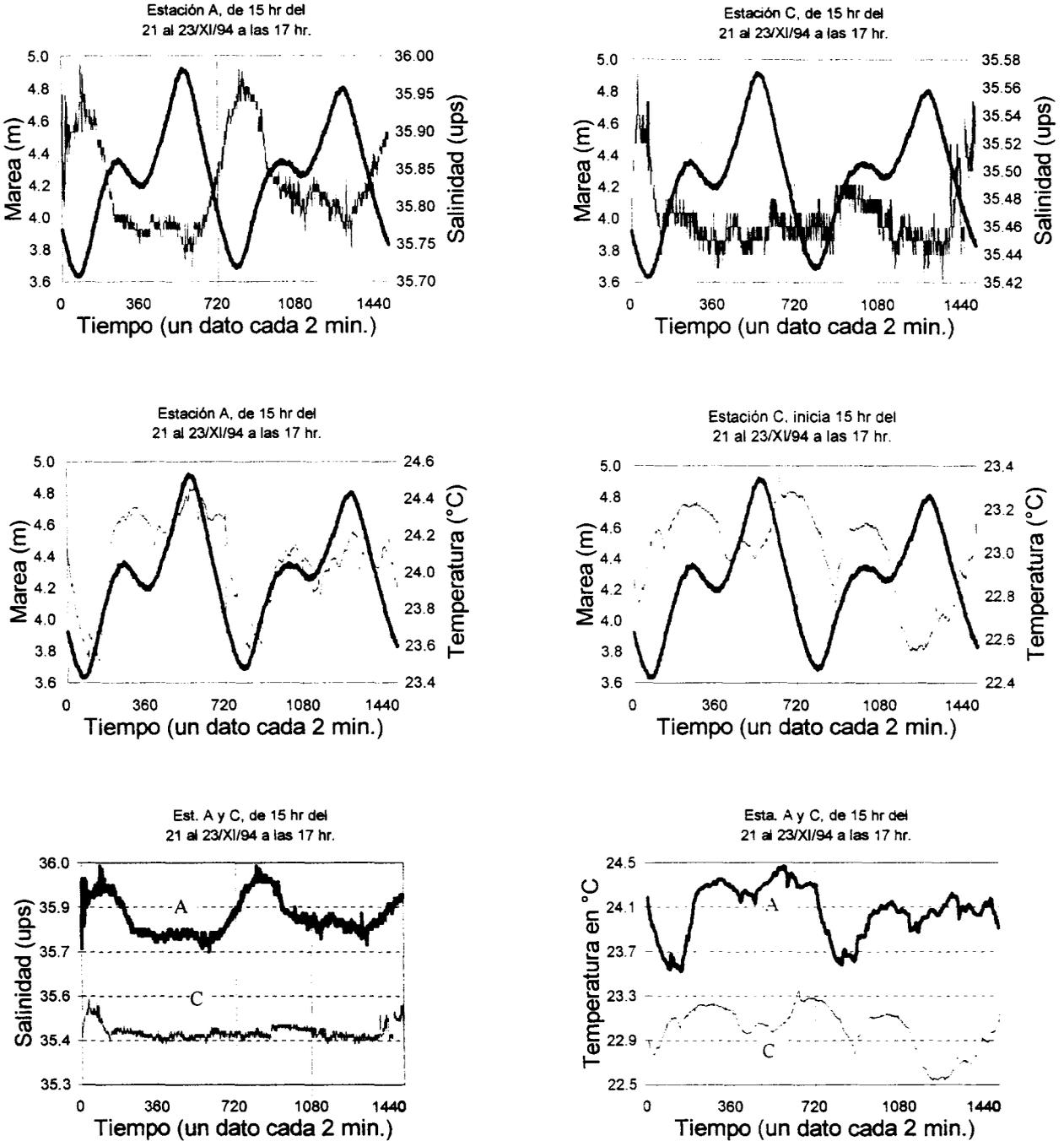


Fig.2.13. Comparación de temperatura y salinidad de las estaciones fijas A y C, ancladas al fondo en la Ensenada de La Paz, del 21-23 noviembre de 1994.

Evaluación dinámica del tiempo de residencia.

La evaluación mediante el intercambio de agua a través de la boca. El prisma de marea también puede ser calculado basándose en el concepto del flujo o reflujo de la marea que atraviesa el área transversal en la boca de una laguna costera. El gasto (flujo o reflujo) es determinado a partir de las mediciones de la marea y corrientes en la boca, en el presente caso el gasto se determina a través de la sección VI en la boca de la Ensenada (Figs. 2.2 y 2.14). El volumen de agua que entra en la sección A durante un período completo de marea y el volumen de agua que sale por la misma sección durante un período de marea es el método dinámico aquí usado para determinar el prisma de mareas. Sea $Q(t)$ el gasto que pasa a través de la sección VI con velocidad $V(t)$ y área $A(t)$ durante el intervalo de tiempo dt , expresado como:

$$Q(t) = \frac{Vol}{t} = V(t) \cdot A(t), \text{ el volumen total de agua que}$$

atraviesa el área transversal $A(t)$ durante un periodo de mareas es determinado mediante la expresión siguiente:

$$Vol = \int_0^{P_m} V(t) \cdot A(t) dt, \quad (2.1)$$

donde P_m es el período de la marea, Vol es el volumen total de agua que atraviesa la sección VI durante el periodo de marea.

El área total $A(t)$ de la sección VI, se descompone en una área fija A_0 más otra área variable $A_1(t)$. Sea P_m el tiempo total de un período de marea en la sección VI, sean: Z_0 el nivel más bajo de la marea en el período considerado y A_0 es el área constante por debajo del nivel Z_0 . Cuando $A_1(t)$ es el área variable que depende de la altura de marea $Z(t)$ (por encima del nivel de referencia Z_0). El valor del área $A_1(t)$ depende de la longitud L (considerada constante) y de la altura de la marea $Z(t)$ al tiempo t , así que $A_1(t) = L \cdot Z(t)$ (Fig.2.14b). Bajo estas consideraciones, el área total en la sección VI para cualquier tiempo durante el periodo de marea es determinada mediante la

expresión:

$$A(t) = A_0 + A_1(t) = A_0 + L \cdot Z(t) \quad (2.2)$$

Sustituyendo la ecuación (2.2) en la (2.1) se tiene:

$$Vol. = \int_0^{P_m} V(t) \cdot [(A_0) + L \cdot Z(t)] dt \quad (2.3)$$

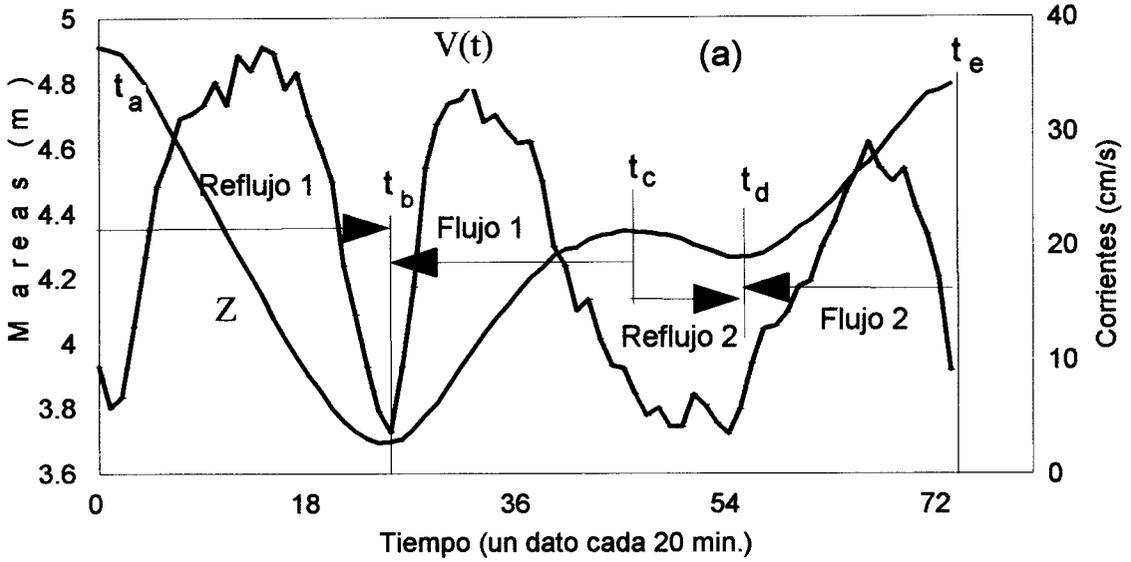
Como la velocidad del agua no es uniforme en toda la sección VI debido a que la velocidad depende también de la posición x a lo largo de la sección ($V(t,x)$), entonces es necesario dividir la longitud de la boca en secciones, con la suposición de que la velocidad en cada sección es uniforme, y usar la integral (2.3) para cada parte. Sin embargo como no fue posible obtener series de tiempo de las corrientes en diferentes partes de la sección VI, entonces se considera que el flujo es uniforme en toda la sección VI y que la velocidad sólo depende del tiempo $V(t)$.

Los datos de corrientes y mareas se promediaron cada 20 minutos y se consideró positivo el flujo y negativo el reflujos, la ecuación (2.3) se integra por partes durante un período de mareas (Figs.2.14a), entre los límites de reflujos (t_a , t_b y t_c , t_d) y los límites de flujos (t_b , t_c y t_d , t_e). Con esto la ecuación anterior se transforma en:

$$Vol. = \int_{t_c}^{t_b} V(t) \cdot [A_0 + L \cdot Z(t)] dt + \int_{t_e}^{t_d} V(t) \cdot [A_0 + L \cdot Z(t)] dt \\ - \int_{t_b}^{t_a} V(t) \cdot [A_0 + L \cdot Z(t)] dt - \int_{t_d}^{t_c} V(t) \cdot [A_0 + L \cdot Z(t)] dt \quad (2.4)$$

La Fig. 2.14a muestra las mareas y corrientes en la estación A, durante un período, iniciando a las 16:00 hrs del 21 de noviembre de 1994, con datos promediados cada 20 minutos. La Fig.2.14b muestra la sección batimétrica VI de la estación A. Con el registro de mareas y de corrientes en la estación A fueron calculados los flujos y reflujos de marea durante un período de 24:50 h con la ecuación (2.4).

Período de mareas, corrientes en A
de 16:10 del 21 al 22 / XI / 94 (T=24:50)



Sección VI en la estación A
de 16:10 del 21 al 22 / XI / 94 (T=24:50)

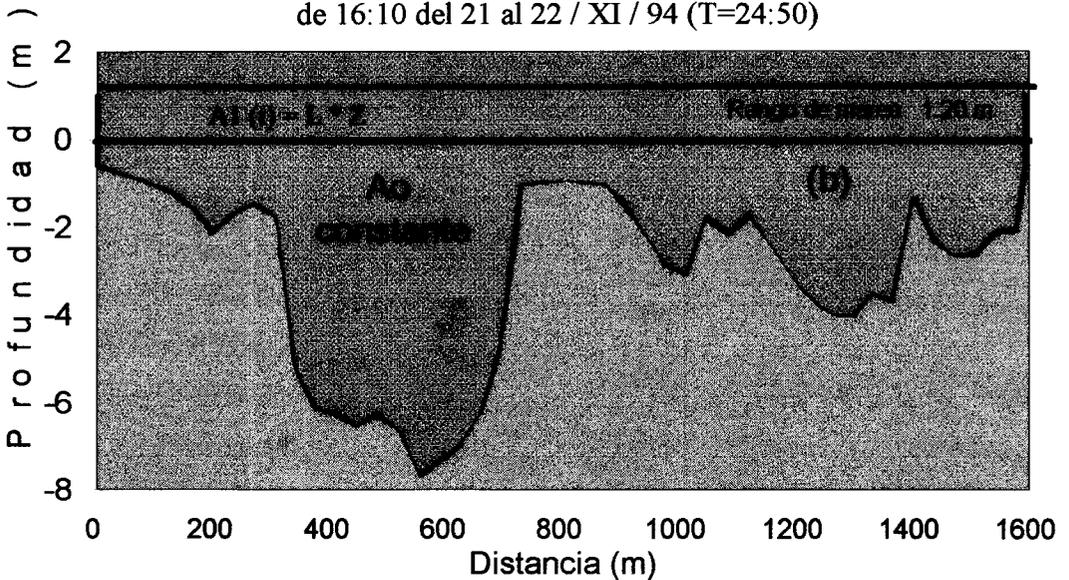


Fig.2.14. Series de tiempo de mareas y corrientes en la estación A:
a) un dato cada 20 minutos, b) sección transversal donde A_0 es el área fija, $A(t)$ es el área que depende de la marea y $Z(t)$ es la marea.

El volumen total de agua que salió por la sección VI del canal durante el refluo fue de 41 millones de m^3 , con duración de 665 minutos y velocidad promedio de 22 cm/s. El volumen total de agua que entró por la misma sección del canal durante el flujo fue de 50.5 millones de m^3 con duración de 825 minutos con velocidad promedio de 18 cm/s. En promedio el volumen de agua que atraviesa la boca es de 45.8 millones de m^3 y está bien relacionado con la evaluación geométrica del prisma de mareas, arrojando un tiempo de residencia de 4.55 períodos de marea.

Otra evaluación del tiempo de residencia puede ser obtenida con relaciones geométricas del canal. El área total de la sección VI durante el período considerado se determinó con la ecuación (2.2), resultando $6850 m^2$. si esta área la representamos con un rectángulo de longitud 1520 m (similar a la longitud de la sección VI), la altura debe ser de 4.5 m. Como el rango de mareas fue de 1.29 m, entonces sumando la altura del rectángulo y el rango de marea y el resultado se divide entre el rango de marea $[(4.5+1.29)/1.29=4.45]$. el cálculo final es interpretado como el tiempo de residencia del agua en la ensenada, que es semejante al tiempo calculado por el método del prisma de mareas (4.6 ciclos).

La determinación del prisma de mareas, por el método geométrico o a través de flujos no son muy precisos, ya que en el primer caso supone que la costa es de pared vertical lo cual no es cierto, ya que la ensenada tiene pendiente suave y esto puede incurrir en errores hasta del 15%. El segundo caso supone que la velocidad es uniforme en toda la sección transversal, lo cual tampoco es cierto y conduce a errores de estimación, también del 15%. Además, aunque el prisma se determine con mucha precisión, dicho resultado no puede usarse siempre de manera constante ya que el prisma de mareas varía de un día para otro porque depende del rango de la marea y este está variando siempre de un día para otro.

En la Tabla 2.1, se encuentra el resumen de los cálculos sobre el tiempos de residencia, del prisma de mares y de los flujos por los métodos geométricos y dinámicos. Observándose mucha similitud en ambos resultados.

Tabla 2.1. Cálculo geométrico y dinámico del prisma de marea y del tiempo de residencia en la ensenada. Volumen promedio de agua en la ensenada-canal $186 \times 10^6 \text{ m}^3$ durante un período de marea (24:50 h)

	Volumen de agua ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Duración (minutos)	Velocidad Promedio(cm/s)
Reflujo	41	665	22
Flujos	50.5	825	18
Promedio	45.8	745	20
Tiempo de residencia dinámico=4.55 periodos de marea			
Rango de mareas (m)	Area C-E ($\times 10^6 \text{ m}^2$)	Prisma de marea ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Tiempo de residencia geométrico=4.6 periodos de marea
1.29 m	35	45.5	

2.2.6. La circulación en la Ensenada de La Paz

Los perfiles de corrientes de la Figura. 2.7 en el interior de la Ensenada no tienen dirección definida, como los perfiles 5 y 6. Las corrientes de las estaciones 10 y 12 dependen fuertemente de la marea por encontrarse en el canal. La distribución de temperatura y salinidad en los perfiles hidrológicos al interior de la ensenada no muestran una mezcla horizontalmente homogénea en todo el cuerpo de agua, por ejemplo la Figura 2.8 ilustra que en la estación C la temperatura aumenta con el reflujo. Los gradientes horizontales de temperatura es otra evidencia de que la mezcla horizontal de agua en la ensenada no es eficiente.

En caso de existir vientos locales persistentes en una dirección se desarrollará un oleaje local que mezcla verticalmente la columna de agua y generará una corriente superficial en la misma dirección del viento, si dicho proceso permanece por un tiempo considerable en el fondo se desarrollarán corrientes de compensación en dirección opuesta a la que sopla el viento. Este proceso es constatado en los resultados experimentales del actual trabajo para las trayectorias lagrangeanas de las manchas de uranina (ver apartado 3.5.1). Este resultado puede explicar la corriente lenta y constante hacia el nornororiental en la

estación fija D (Fig. 2.10).

Kot et al. (1999) trabajaron un grupo de 80 muestras distribuidas uniformemente en el canal al interior de la Ensenada de La Paz analizándolas con el espectrofotómetro de absorción atómica, determinando el contenido de mercurio (Hg) en cada una de las muestras. Dicho material es descargado en la Ensenada por lluvias torrenciales entonces es natural que éste sea concentrado a lo largo de la costa sur del canal y de la ensenada, así como en su parte occidental. Mientras que en la costa norte es de menor impacto por los escasos escurrimientos y las fuertes corrientes de flujo y reflujo de la marea. La región de mayor concentración de Hg en los sedimentos es localizada en la cuenca de la ensenada frente al Comitán y en la costa sur de la ensenada, que se encuentran en la zona de baja energía (donde las corrientes son muy lentas), determinada por la distribución de sedimentos finos ya descrita por Green y Larrinaga (1986).

Dichos argumentos más los resultados hidrológicos y de corrientes en el presente trabajo contribuyen en forma directa a sustentar la propuesta de que la Ensenada de La Paz no tiene el tipo de circulación propuesto por Morales (1980), Morales y Cabrera (1982) en la Figura 1.8. Apoyado en los resultados del presente trabajo y en la discusión de los mismos, se propone un esquema de circulación de bombeo por marea que consiste en sólo un flujo y reflujo a través del canal desde la estación A hasta la C y en las áreas someras de la ensenada las corrientes son lentas sin dirección preferente en ausencia de vientos. El flujo y reflujo a lo largo del canal realizan un llenado y vaciado lento y turbulento en las áreas someras, por lo que el esquema de circulación inferido es ilustrado en la Figura 2.32.

2.3. Hidrodinámica en la Bahía de La Paz

Del 22-24 de Octubre de 1997 se cubrió una red de 50 estaciones en la Bahía de La Paz (Fig.2.15) obteniéndose perfiles verticales de temperatura y salinidad con un CTD marca SeaBird y perfiles verticales de corrientes con un perfilador acústico ADP marca SonTek. Las estaciones se organizaron en nueve líneas y cada línea tiene 6 estaciones, todas las líneas tienen orientación del oriente al occidente excepto la primera.

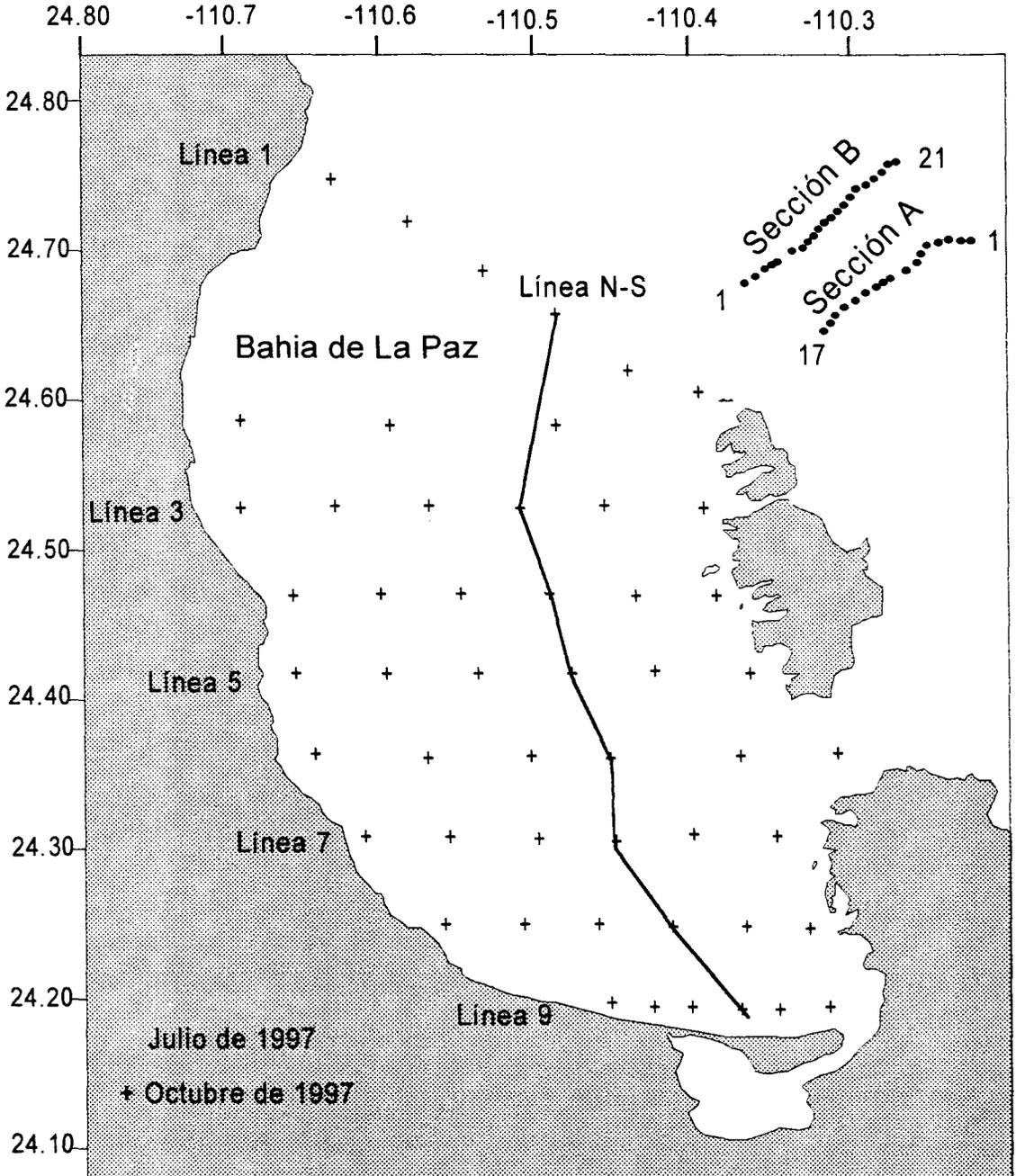


Fig. 2.15. Red de muestreos hidrológicos e hidrodinámicos en la Bahía de La Paz usada del 22-24 de octubre de 1997, del 18-20 de noviembre de 1998, del 18-20 de agosto de 1999 y el recorrido de las secciones

Los datos fueron registrados con frecuencia de 8 Hz y promediados a cada 2 metros de profundidad para conocer la variabilidad fina de los resultados, en cada caso se determinó la desviación estándar de la temperatura y salinidad. Fueron usados programas de la UNESCO para determinar los valores de salinidad, frecuencia de Brunt-Väisälä, anomalía de volumen específico y con estos resultados se calculó la densidad in-situ, obteniéndose así el campo de masa. Se obtuvieron distribuciones en las secciones verticales de oriente a occidente y también transversales de norte a sur, asimismo se determinaron distribuciones horizontales a diferentes niveles de profundidad. Con los perfiles de corrientes del ADP se determinó el campo horizontal de corrientes. La misma red de estaciones de muestreo se realizó en noviembre de 1998 y en agosto de 1999.

2.3.1. Estructura termohalina tridimensional de la Bahía de La Paz

La distribución de densidades (campo de masa) en cualquier cuerpo de agua oceánico y costero establece una circulación termohalina (lenta) que pasa a ser una componente del campo total de corrientes. Las condiciones climáticas (insolación, presión atmosférica, vientos y lluvias) de la zona de interés son impuestas sobre la superficie del mar, así las aguas superficiales adquieren una densidad característica y éstas tienden a ocupar su posición de equilibrio. Como la densidad es expresada por la sigma-t del agua marina, básicamente depende de la temperatura y salinidad. Como ejemplo se tiene los datos sobre la zona con los cuales se determinan las variaciones de densidad en la capa de los primeros 70 m de profundidad, obteniéndose los resultados siguientes:

a) Para salinidad constante:

$$\sigma-t_1 (29.48, 35.41) = 22.21, \quad \sigma-t_2 (22.14, 35.41) = 24.49,$$

$$\sigma-t_1 (29.48, 35.41) - \sigma-t_2 (22.14, 35.41) = 2.28,$$

$$\text{un cambio de } \Delta T = 7.34 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ induce un cambio de } \Delta \sigma-t = 2.28.$$

b) Para temperatura constante:

$$\sigma-t_3 (29.48, 34.32) = 21.39, \quad \sigma-t_4 (29.48, 35.41) = 22.21,$$

$$\sigma-t_4 (29.48, 35.41) - \sigma-t_3 (29.48, 34.32) = 0.82,$$

$$\text{un cambio de } \Delta S = 1.09 \text{ ups induce un cambio de } \Delta \sigma-t = 0.82.$$

De lo anterior se observa que las variaciones de temperatura influyeron más sobre la densidad que las variaciones de salinidad, hecho que siempre debe considerarse en el presente estudio.

Perfiles verticales de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía.

La Figura 2.16 muestra los perfiles (temperatura, salinidad y sigma-t) desde la boca de la bahía hasta el Mogote (de norte a sur). En los gráficos del lado izquierdo se observa que en la capa de mezcla (0-30 m de profundidad) los valores de dichos parámetros son casi constantes, mientras que cambian drásticamente entre los 40 y 60 metros de profundidad (capa de gradientes intensos), donde se encuentra regularmente la termoclina y picnoclina. Asimismo se observa que la temperatura y salinidad superficial del norte se encuentran en rangos de 0.3 °C de 0.2 de ups, respectivamente. Los gráficos de la derecha e izquierda son semejantes, pero los últimos son desfasados sucesivamente en 0.5 unidades para hacer notar que al aproximarse a la costa sur de la bahía (El Mogote) sólo queda la capa de mezcla.

La Figura 2.17 muestra la comparación entre perfiles de temperatura, salinidad y sigma-t registradas en las estaciones 4 (línea 1) y 5 (línea 3) en octubre de 1997, noviembre de 1998 y agosto de 1999. Las curvas de temperatura muestran que en otoño la distribución vertical en la bahía tiene capa de mezcla con grosor alrededor de los 40 m de profundidad, pero a profundidades mayores de 150 m los parámetros termohalinos cambian poco. La temperatura promedio en la capa de mezcla en octubre fue de 19.72.5° C más alta que en noviembre de 1998. Esta situación anómala se explica por el efecto de El Niño que tuvo su valor máximo en noviembre de 1997, también se nota que la capa superficial en octubre de 1997 fue menos salina que en noviembre de 1998 posiblemente por la influencia de la precipitación. En verano (agosto de 1999) la capa de mezcla no existe, la salinidad aumenta en las dos estaciones por que la evaporación es más intensa, las distribuciones verticales de salinidad en las otras estaciones son parecidas. La Tabla 2.2 es usada como punto de referencia de las condiciones meteorológicas promedio mensuales durante la época de muestreo.

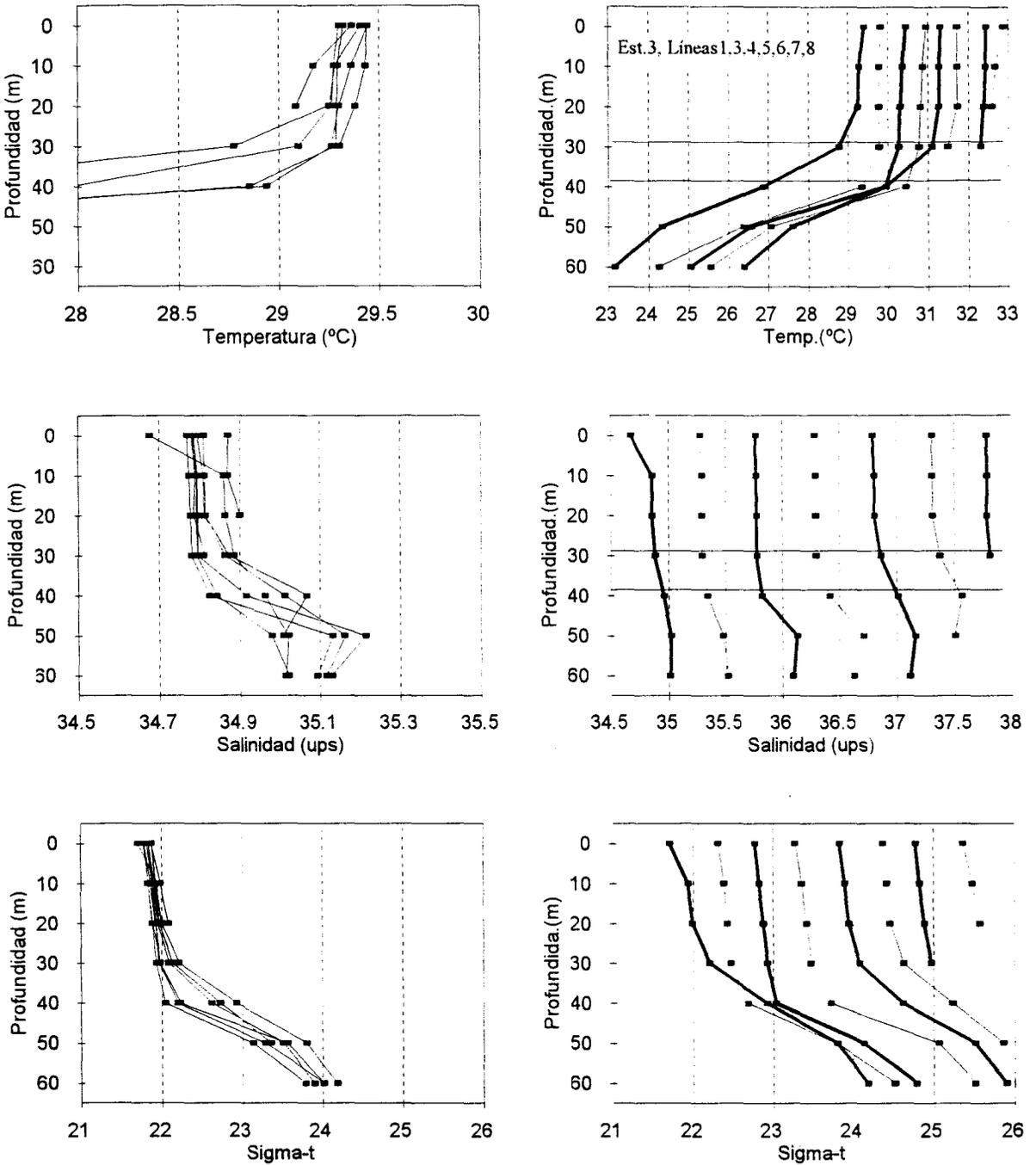


Fig.2.16. Perfiles de norte a sur pasando por las estaciones 3 de las líneas 1, 3, 4, 7 y 8. A partir del segundo perfil son desfasados sucesivamente 0.5 unidades respecto del primero el cual siempre tiene su origen correcto, en la de Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.

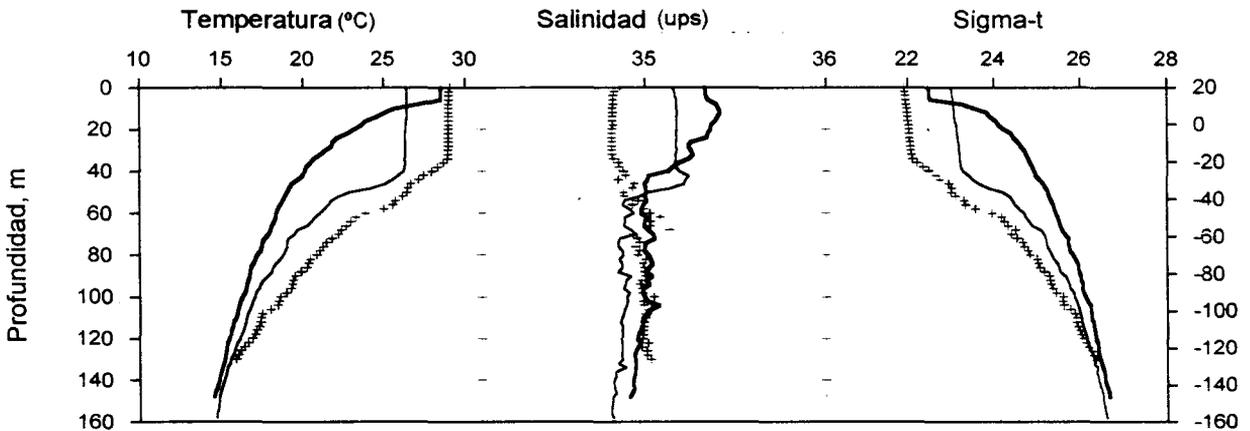
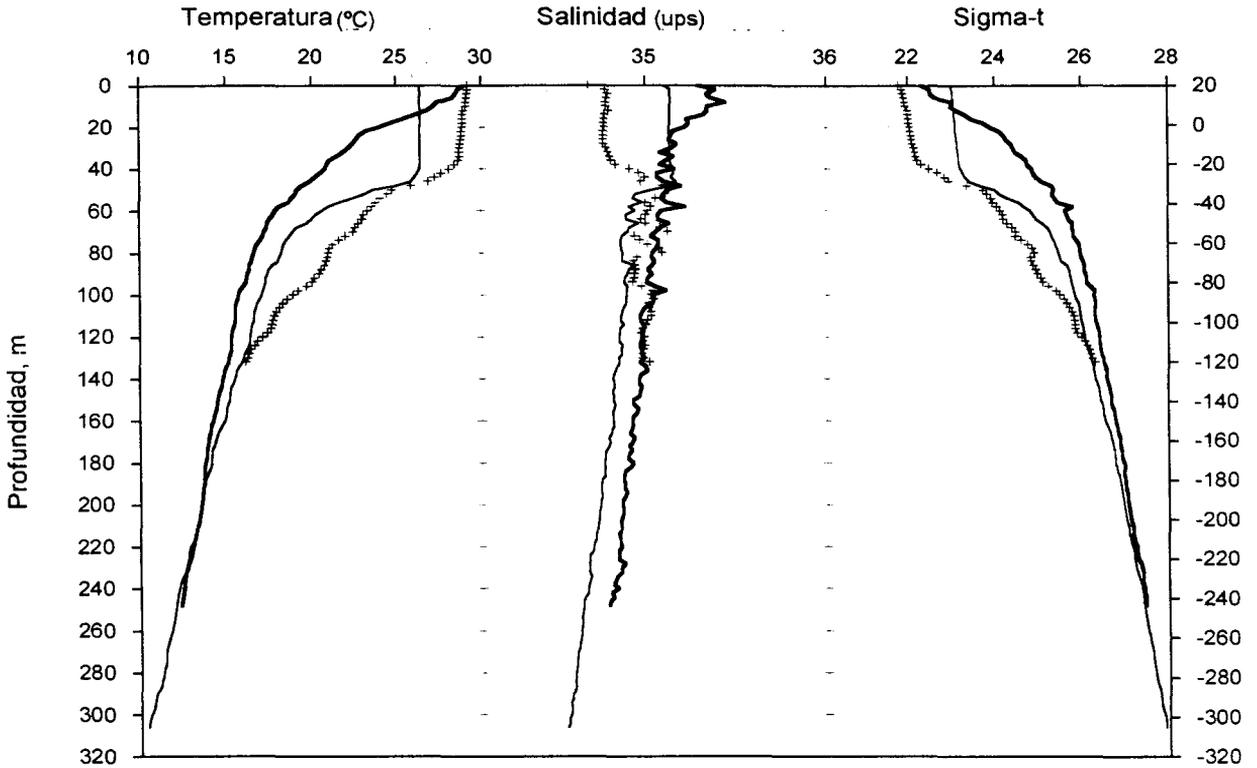


Fig. 2.17. Comparación de perfiles de temperatura, salinidad y sigma-t en dos estaciones de la Bahía de La Paz; a) octubre de 1997 (cruces), b) noviembre de 1998 (línea delgada) y c) agosto de 1999 (línea gruesa).

Tabla 2.2. Parámetros meteorológicos de promedios mensuales para los meses de campañas de muestreos en el área de estudio.

Mes, año.	Temperatura del aire (° C) Med / Max	Viento (Med),		recipitación Mm (Sum)	Radiación solar, cal/cm ² /día	Evaporación, Mm (Sum)
		Dir, Grad	Vel, m/s, Med/Max			
Jul 96	30.3 / 38.3	SSE	2.6/10.3	5	546	296
Sep 97	29.8 / 36.0	SSE	2.3 / 7.0	77	391	183
Oct 97	28.0 / 34.0	NW	2.6 / 7.3	0	399	198
Sep 98	28.9 / 35.9	SSE	2.8/8.0	107	426	201
Oct 98	28.3 / 35.3	NNW	2.8/8.3	0	389	213
Nov 98	23.1 / 30.4	N, NW	2.7 / 7.1	2	357	137
Jul 99	29.2 / 37.2	S, SE	3.2 / 8.4	2	487	290
Ago 99	30.2 / 37.7	S, SE	3.1 / 8.5	22	463	274
Sep 99	28.9 / 36.1	SSW	3.0 / 7.6	20	408	218
Oct 99	28.1 / 35.9	N, NW	3.3/7.9	0	412	239

Secciones verticales en la Bahía de La Paz.

Las secciones de las líneas de muestreo 1, 4, 6 y 8, se hacen más someras progresivamente de norte a sur. En la línea 1 las isotermas de la Figura 2.18 muestran que la distribución de temperatura entre los 17-27 °C es casi horizontal, y en la parte occidental de la superficie aflora la isoterma de los 29 °C. mientras que en la parte oriental ésta se hunde hasta los 40 m de profundidad, es decir, las aguas superficiales en la parte occidental de la bahía son más frías. La salinidad tiene un valor casi constante de 35 ups a partir de los 40 metros de profundidad y alrededor de 34.8 ups en la capa de mezcla. Las isopicnas son casi horizontales a partir de los 40 m de profundidad (la densidad es horizontalmente uniforme), pero en la capa superficial la isopicna de las 22 unidades tiene comportamiento semejante a la isoterma de los 29 °C lo cual indica una surgencia frente a Punta Mechudo o la entrada de aguas cálidas en la parte suroriental de la boca.

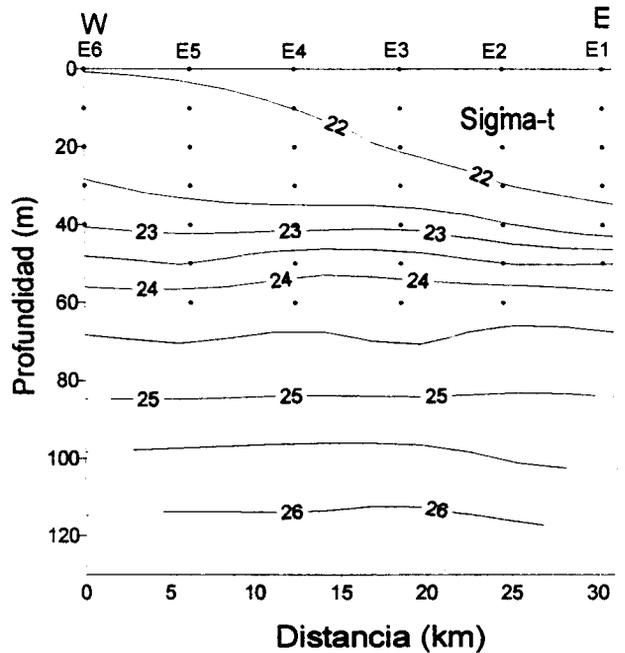
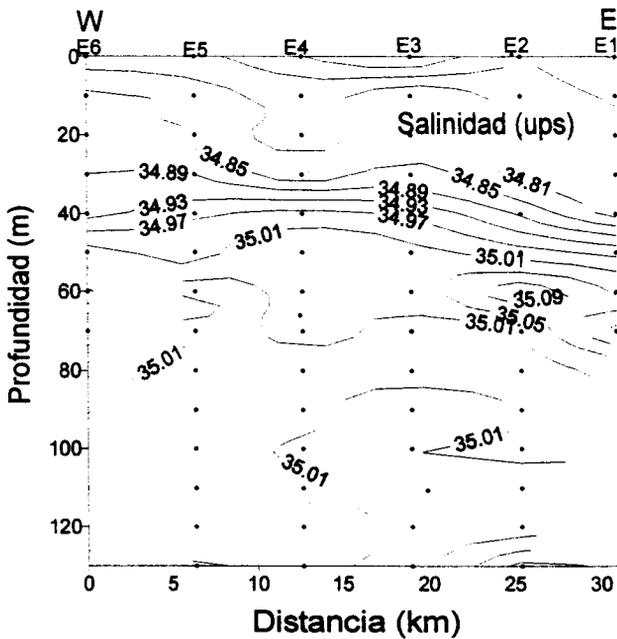
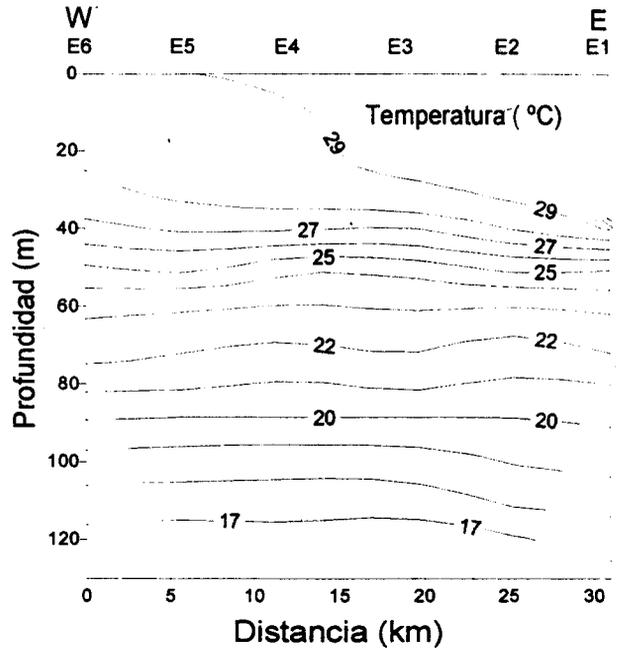
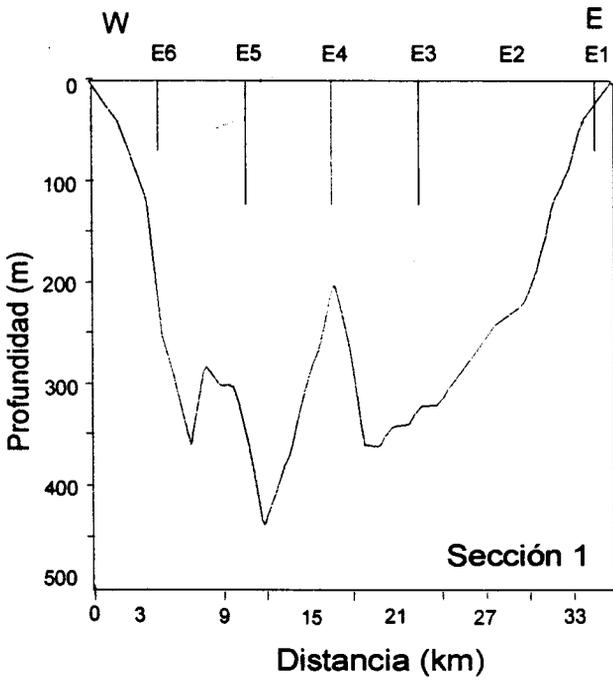


Fig. 2.18. Línea 1, sección vertical de temperatura, salinidad y sigma-t, en la Bahía de La Paz, del 22-24 octubre de 1997.

Las secciones de la línea 4 son presentadas en la Figura 2.19. En el gráfico de temperaturas la isoterma de los 29 °C tiene una concavidad al centro de la sección y la sigma-t de los 22 presenta una concavidad similar a los 40 m de profundidad, esto indica la posible existencia de un giro anticiclónico al centro de la Bahía. También, se observa un incremento de aguas frías en la costa occidental.

En la línea 6 (Fig. 2.20) la concavidad máxima de la isoterma de los 29 °C se encuentra entre las estaciones 4 y 5, alcanzando la profundidad hasta los 35 m. La isopicna (sigma-t) de las 22 unidades alcanza los 30 m de profundidad, indicando la permanencia del mismo lente de agua cálido y poco salino de la sección 4.

La línea 8 corresponde a la sección más somera con profundidades alrededor de los 35 m, por lo que sólo se puede observar la capa de mezcla en la Figura 2.21. En esta capa los gradientes máximos de temperatura, salinidad y densidad se encuentran en el extremo oriental de la bahía, precisamente frente al canal de comunicación entre la Bahía y la Ensenada de La Paz. Este hecho sugiere que a pesar de que las condiciones ambientales de radiación, evaporación y de vientos en ambos cuerpos de agua son los mismos (ver Tabla 2.2) éstos tienen su propia respuesta a dichos fenómenos físicos en función de la cantidad de masa en cada cuerpo de agua y de la superficie libre.

En la Figura 2.22 se presenta la sección longitudinal de norte a sur que pasa por las estaciones número 3 de cada línea. La isopicna de las 22 unidades muestra dos concavidades centradas en las líneas 4 (hasta 38 m) y 8 (hasta 28 m), al extremo norte la sigma-t asciende hasta las 21 unidades y en extremo sur sube hasta los 16 m de profundidad. La isoterma de los 29 °C tiene forma similar, pero menos pronunciada y las isopicnas muestran una capa de agua con salinidad menor de 34.8 ups al centro de la sección, dichos resultados indican la posibilidad de la existencia de dos giros anticiclónicos alrededor de la línea 4 (resultado ya sugerido en las Figuras 2.19 y 2.20) y otro menos intenso alrededor de la línea 8 (gráfico de isopicnas).

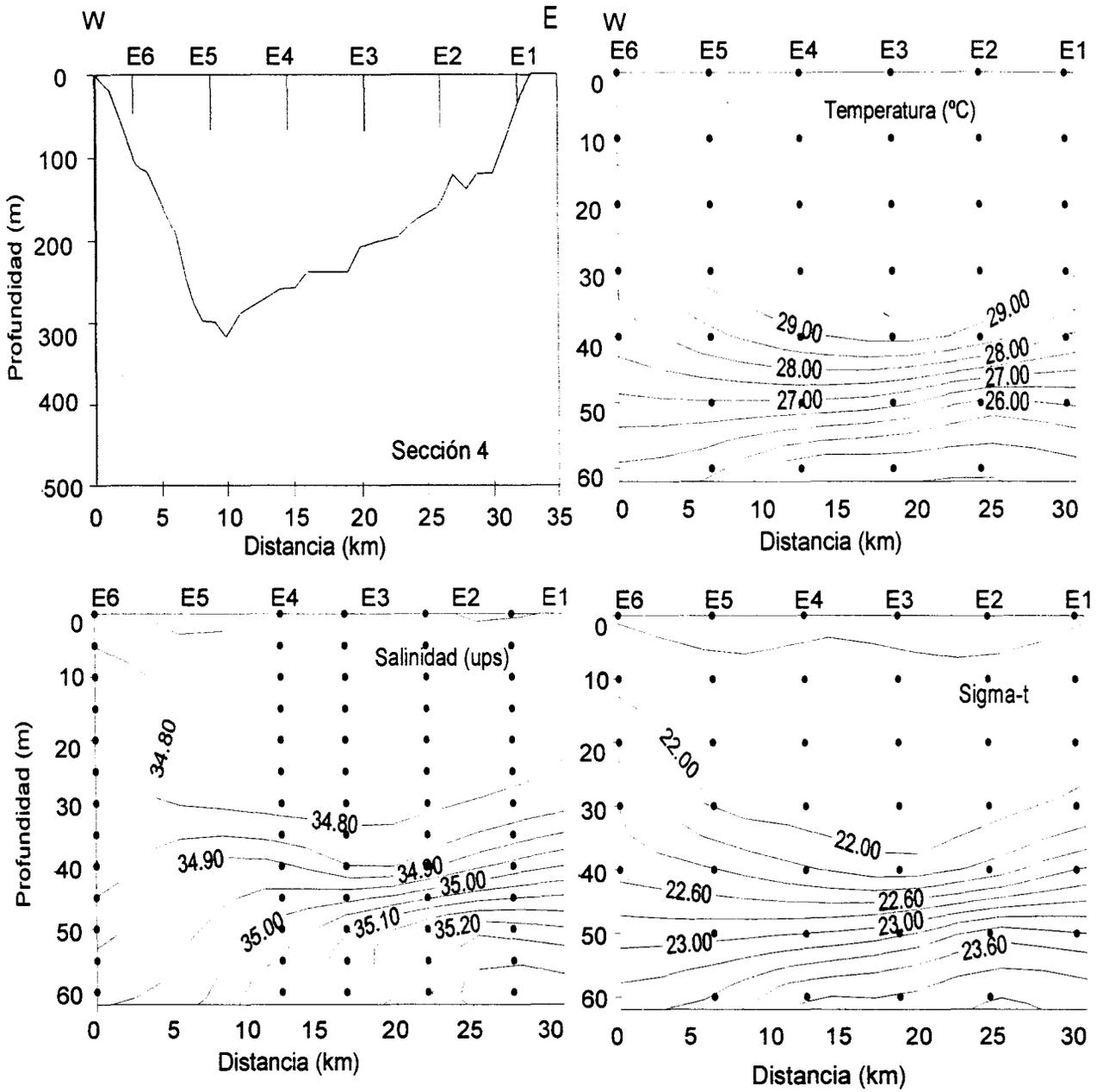


Fig. 2.19. Línea 4, sección vertical de temperatura, salinidad y sigma-t, en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.

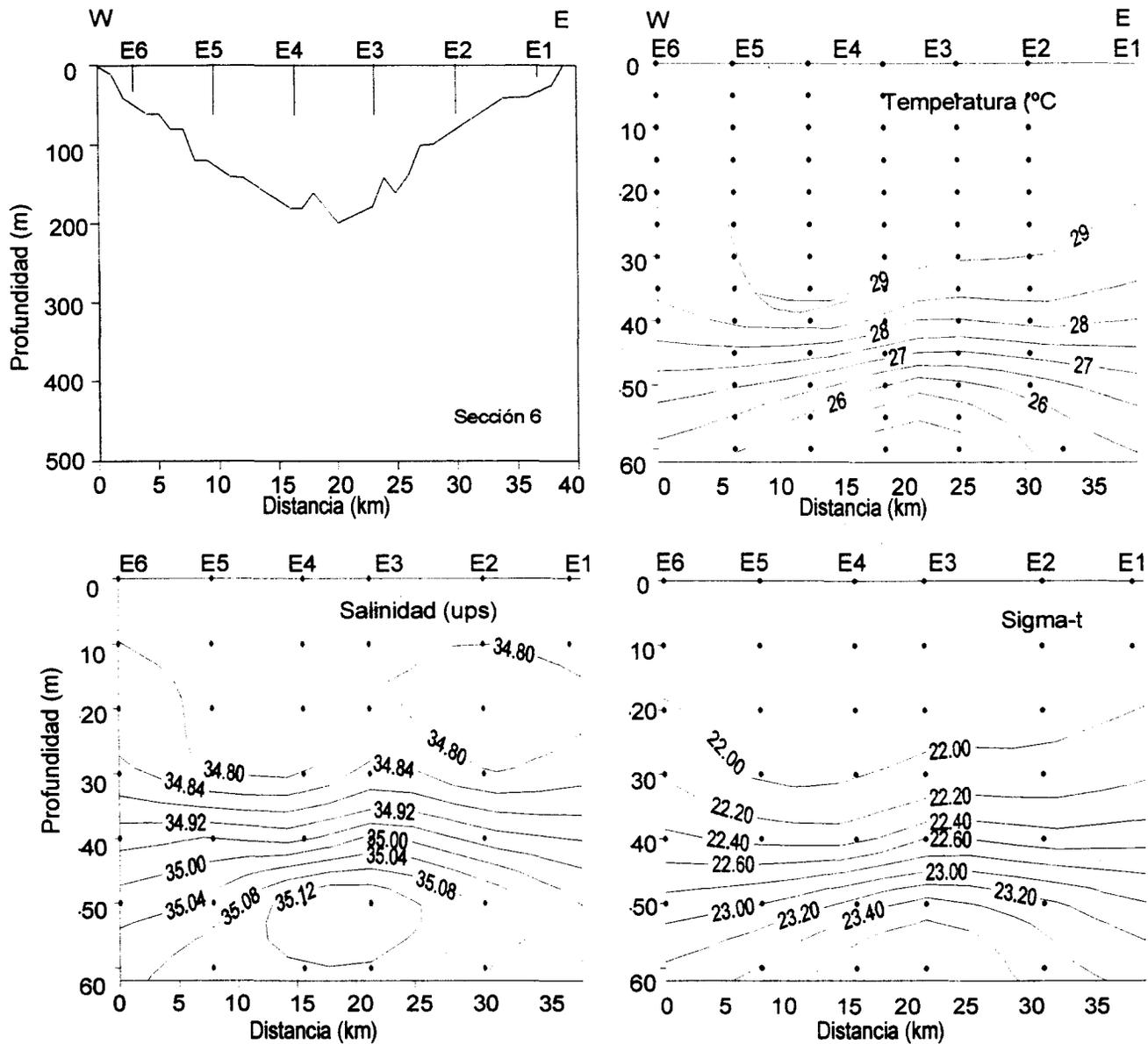


Fig. 2.20. Línea 6, sección de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.

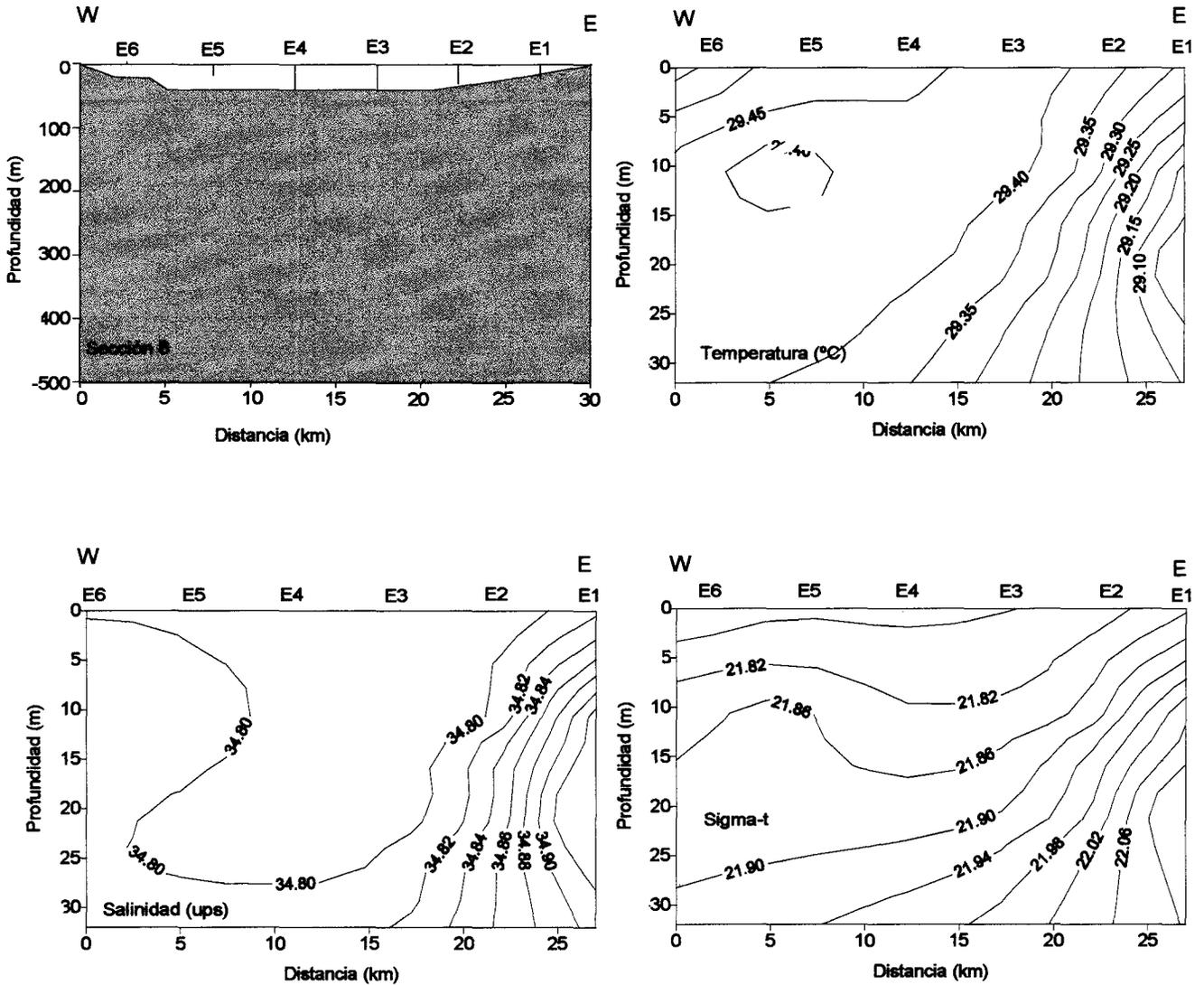


Fig. 2.21. Línea 8, secciones verticales de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.

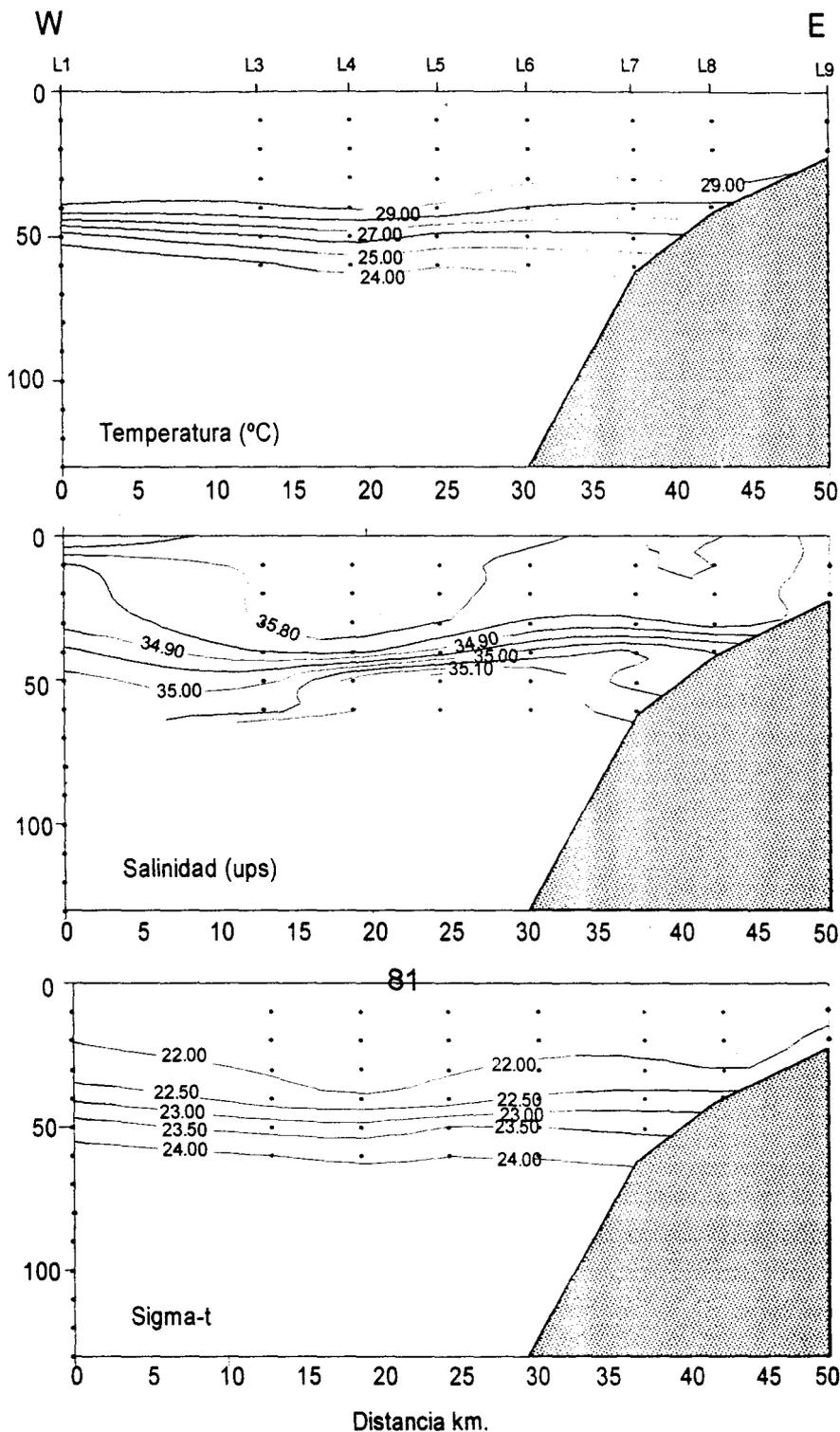


Fig.2.22. Sección vertical de norte a sur en la bahía pasando por la estación 3 de cada línea de: temperatura, salinidad y sigma-t, en octubre de 1997.

La Figura 2.23 muestra la distribución horizontal de temperatura en la superficie y a los 20, 40 y 60 m de profundidad. La temperatura superficial en la parte noroccidental de la boca es menos cálida ($<29.0^{\circ}\text{C}$) que en la parte suroriental (donde es mayor que 29.35°C), aguas con temperaturas similares a esta última se extienden desde la entrada del canal de San Lorenzo hasta el interior de la bahía, se localizan dos núcleos de agua con temperatura máxima, la de mayor temperatura se encuentra al centro (29.40°C) y la baja se encuentra en parte suroccidental (29.50°C), también existe una zona de intensos gradientes en las proximidades del canal de comunicación con la ensenada. A la profundidad de 20 m la distribución de temperatura es casi la misma a la superficial ya que tiene dos décimas de grado menos, en este caso no existe el núcleo de máxima temperatura en la parte suroccidental y se agranda el núcleo del centro. A la profundidad de 40 m en el extremo suroriental de la boca de la bahía se encuentra un intenso gradiente horizontal de temperatura con una diferencia de temperaturas de 1.60°C (posiblemente sea un ascenso de la termoclina), y permanece el núcleo de máxima temperatura al centro de la Bahía frente a las islas. En la distribución de temperaturas a 60 m de profundidad se observa en la parte sur una ligera lengüeta de agua fría al centro y agua un poco cálida en los extremos occidental y oriental de la bahía.

La Figura 2.24 muestra la distribución horizontal de salinidad en la superficie y en los niveles de 20, 40 y 60 m de profundidad. En la superficie al centro de la boca se encuentra un mínimo (34.70 ups) de salinidad, cercano a la costa noroccidental se observa un máximo de 34.84 ups y existe un gradiente de salinidad en el extremo sur de la bahía. A los 20 m de profundidad en la boca de la bahía las aguas más salinas se encuentran en la región noroccidental y menos salinas en la parte oriental, persistiendo un máximo de salinidad (34.94 ups) cerca de la costa noroccidental y el gradiente de salinidad en la parte sur de la bahía con su máximo de 34.96 ups, frente al canal de comunicación entre la ensenada y la bahía. Finalmente a la profundidad de 60 m frente a la Isla del Espíritu Santo se encuentra el máximo de salinidad (hasta 35.28 ups). Esto constata que la salinidad en la bahía no varía mucho y casi no influye sobre el campo de densidad.

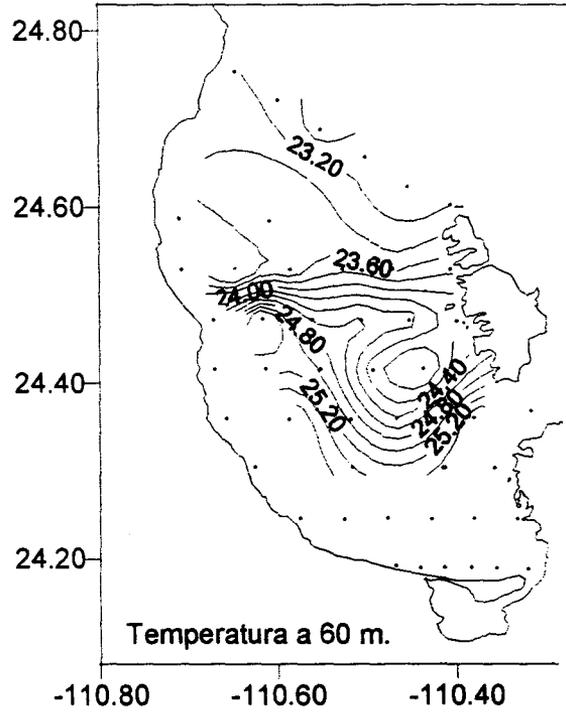
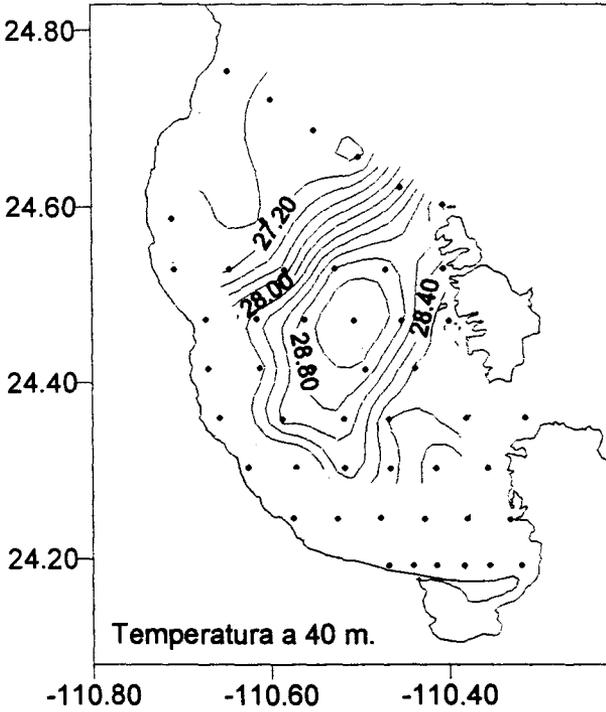
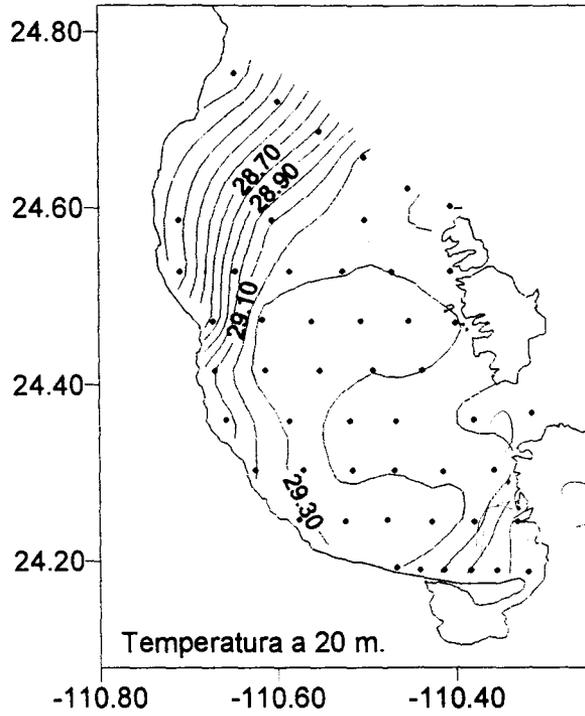
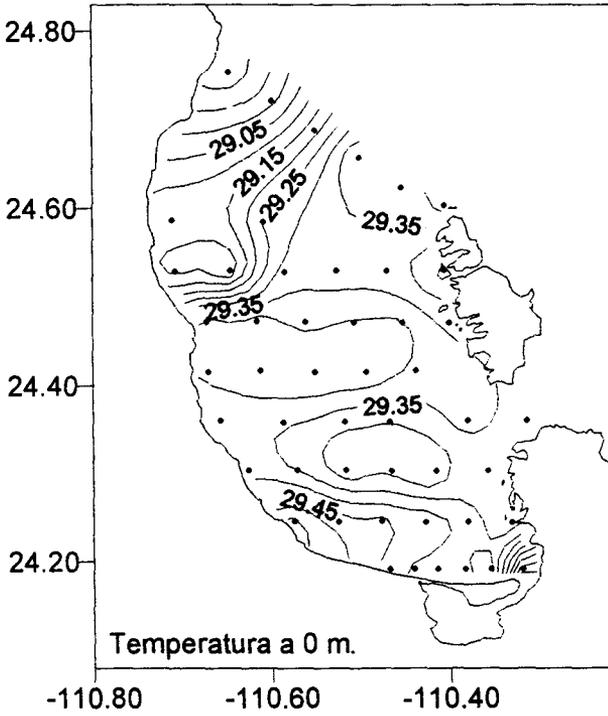


Fig. 2.23. Distribución horizontal de temperaturas (°C) en los niveles de 0, 20, 40 y 60 m de profundidad en la bahía, del 22-24 de octubre de 1997.

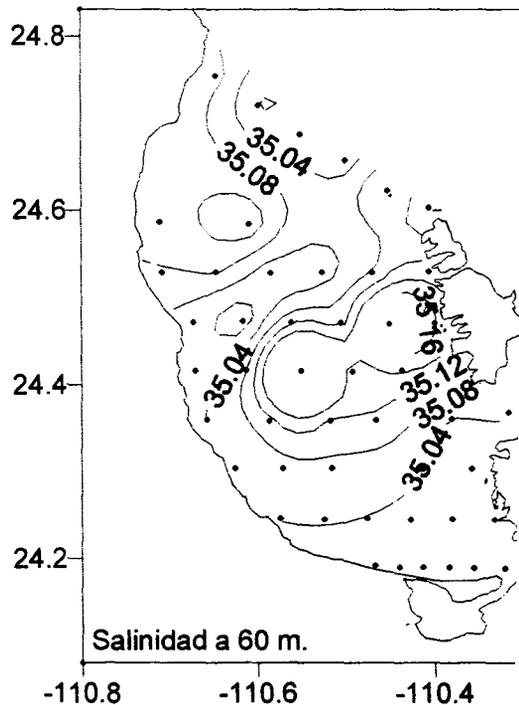
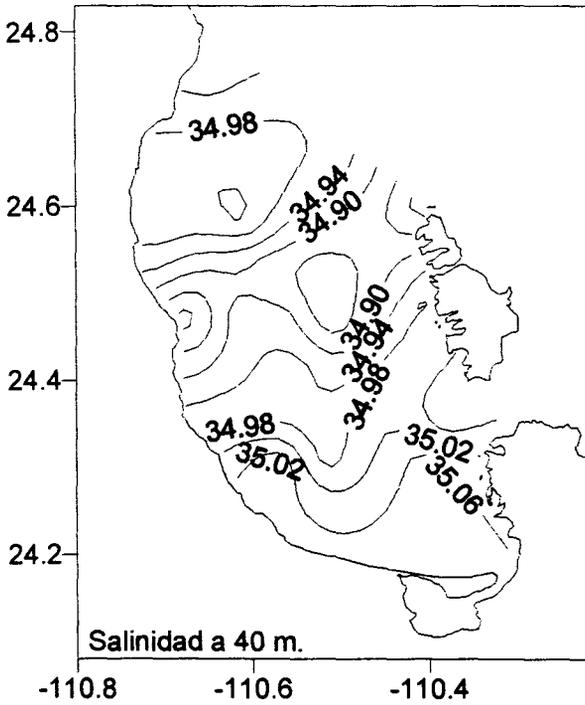
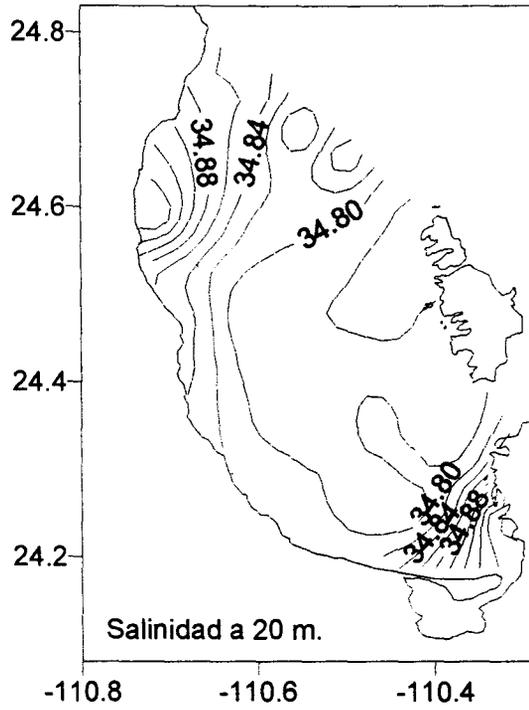
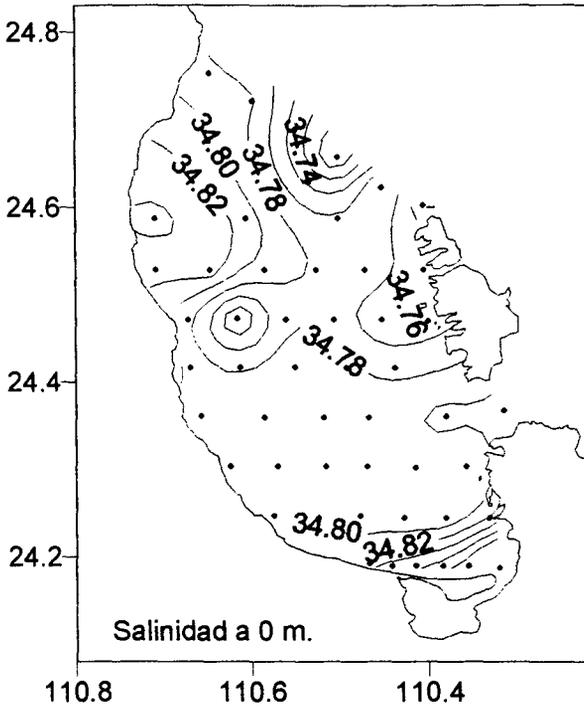


Fig. 2.24. Distribución horizontal de salinidad (ups) en los niveles de 0, 20, 40 y 60 de profundidad en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.

Las distribuciones horizontales de sigma-t de la Figura 2.25 en la superficie y a los 20, 40 y 60 m de profundidad son determinantes para corroborar la existencia de giros y el establecimiento de una circulación debida a la distribución de masa. De la costa noroccidental hacia el centro de la boca de la Bahía existe un gradiente de densidad, en la parte sur de la bahía existe otro gradiente de densidad. A los 20 m de profundidad en las aguas de la parte central se encuentra la salinidad mínima de 21.90 y valores altos hasta de 22.35 en la costa noroccidental y de 22.15 en el extremo sur de la Bahía. A los 40 m de profundidad la distribución es muy parecida a la anterior. A los 60 m de profundidad existe un mínimo de 23.55 en la parte central de la costa noroccidental y un máximo de 23.99 frente a la Isla del Espíritu Santo, encontrándose un mínimo de 23.43 al sur de la bahía. Las flechas muestran la dirección de los gradientes de densidad que son de utilidad para diagnosticar la dirección de movimiento geostrofico del agua.

Los resultados hidrográficos de agosto de 1999 representan las condiciones típicas de verano cuando la capa de mezcla no existe, es decir las distribuciones de las isotermas e isopicnas son casi horizontales y paralelas entre sí. Estos resultados son comparados con los del muestreo de octubre de 1997 en el apartado (5.6) del presente capítulo.

2.3.2. Corrientes en la Bahía de La Paz

Las corrientes medidas con el ADP en octubre de 1997 son el resultado de la superposición de corrientes de marea, deriva de viento, gradiente de densidad (distribución de masa). La Figura 2.26 representa los campos de corrientes cubiertos en la red de 48 estaciones (Fig.2.15), la red de muestreo fue cubierta cuando las corrientes de marea comprendían fases similares durante el periodo de flujo de la marea. Se corrigió la deriva de la embarcación por lo que las corrientes de los gráficos siguen contando con la superposición de las otras fuerzas generadoras de corrientes, de marea, corrientes termohalinas, corrientes de deriva de viento y deriva de stoke. La velocidad de las corrientes superficiales en el interior de la bahía fluctúa en el rango de 8 a 20 cm/s dependiendo de las condiciones del viento en la superficie y de la marea, así como la distribución de la

masa y de la morfología del área. Las corrientes en la capa 35-40 m tienen la mitad de la velocidad de las corrientes superficiales, pero mantienen básicamente la misma dirección del flujo de marea. La intensidad del viento durante las mediciones fue 4-5 m/s con dirección susuroccidental. Sobre la base del campo de corrientes experimentales se observa que las corrientes de marea durante flujo y el reflujó enmascaran las corrientes lentas, como lo son las corrientes de densidad y de deriva de viento (para vientos hasta 5-6 m/s).

2.3.3. La circulación en la Bahía de La Paz

Con base en los perfiles y secciones hidrológicas en la Bahía de La Paz se observa la existencia de dos protuberancias de agua (lentes) menos salinas y más cálidas al centro y sur de la bahía, la existencia de dichas zonas anómalas puede explicarse con los giros de los lentes de agua en el sentido de las manecillas del reloj (Stern, 1975), dicho movimiento puede ser originado por corrientes residuales de densidad. El giro pequeño al sur de la Bahía es sugerido en el trabajo de Salinas-González et al. (1997), donde muestra una corriente residual de poca intensidad que siempre se dirige al nornoroccidente al occidental de la barra arenosa del Mogote. Los antecedentes sugieren que en la capa de mezcla (0-40 m de profundidad) el esquema de circulación es el mostrado en la Fig.2.33.

Es importante hacer notar que existen otros procesos mecánicos que también pueden perturbar la posición de la σ_t de los 22 (isopicna) por efecto de vientos locales que soplen de manera constante en una dirección provocando un ascenso del nivel del mar (set-up) para luego relajarse, generando una onda interna en la base de la capa de mezcla. La onda interna podría tener la forma de la σ_t de las 22 unidades en las líneas 1,4 6 y la línea mostradas de norte a sur de las Figuras 2.18-2.22. Esto no es posible en el presente caso porque los vientos no tuvieron la intensidad suficiente (entre 8-14 m/s) ni la permanencia en una sola dirección. Además la consistencia y tamaño de las concavidades durante los días de muestreo indican que dichas características no fueron inducidas por el viento.

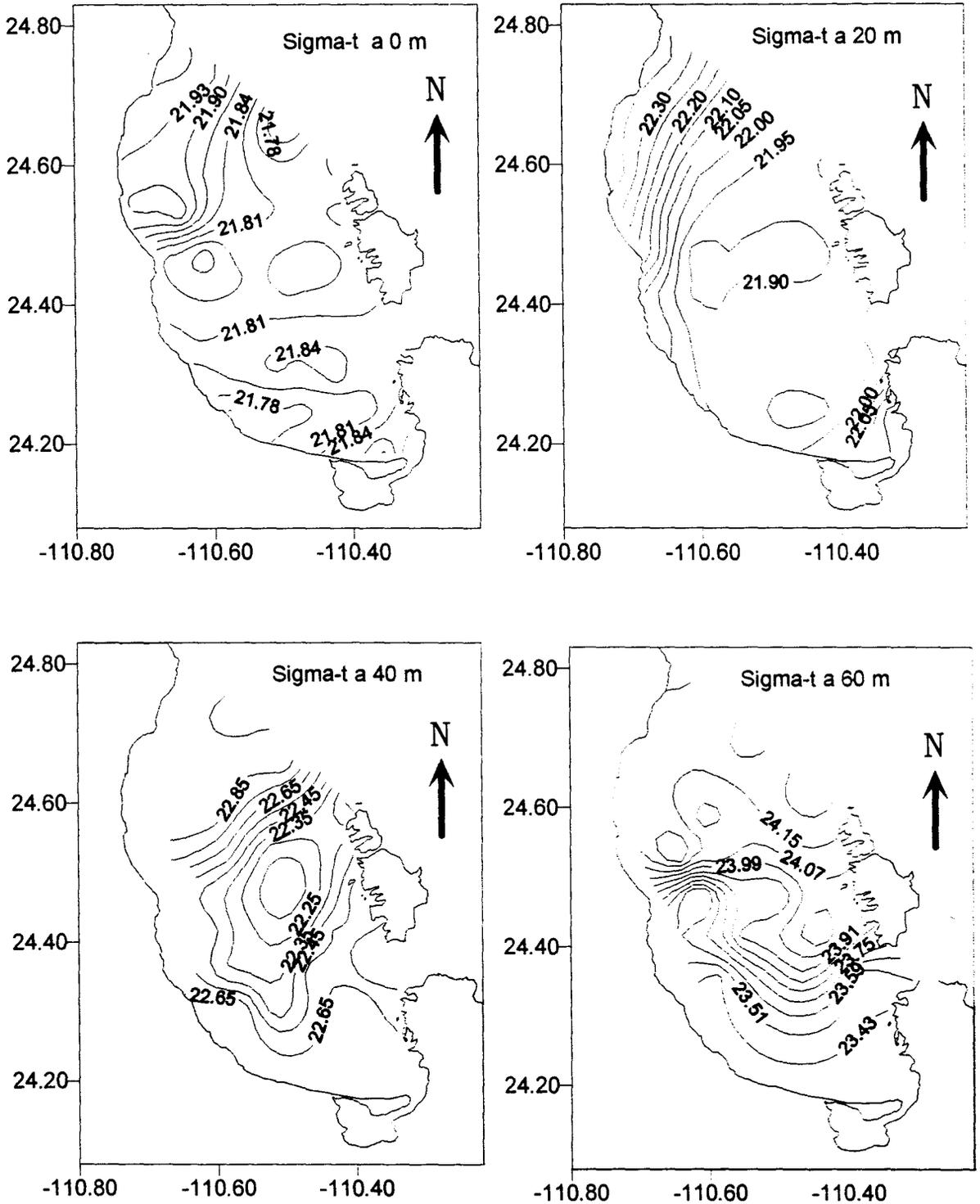


Fig.2.25. Distribución horizontal del campo de densidad (σ_t) a los 0, 20, 40 y 60 m de profundidad en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.

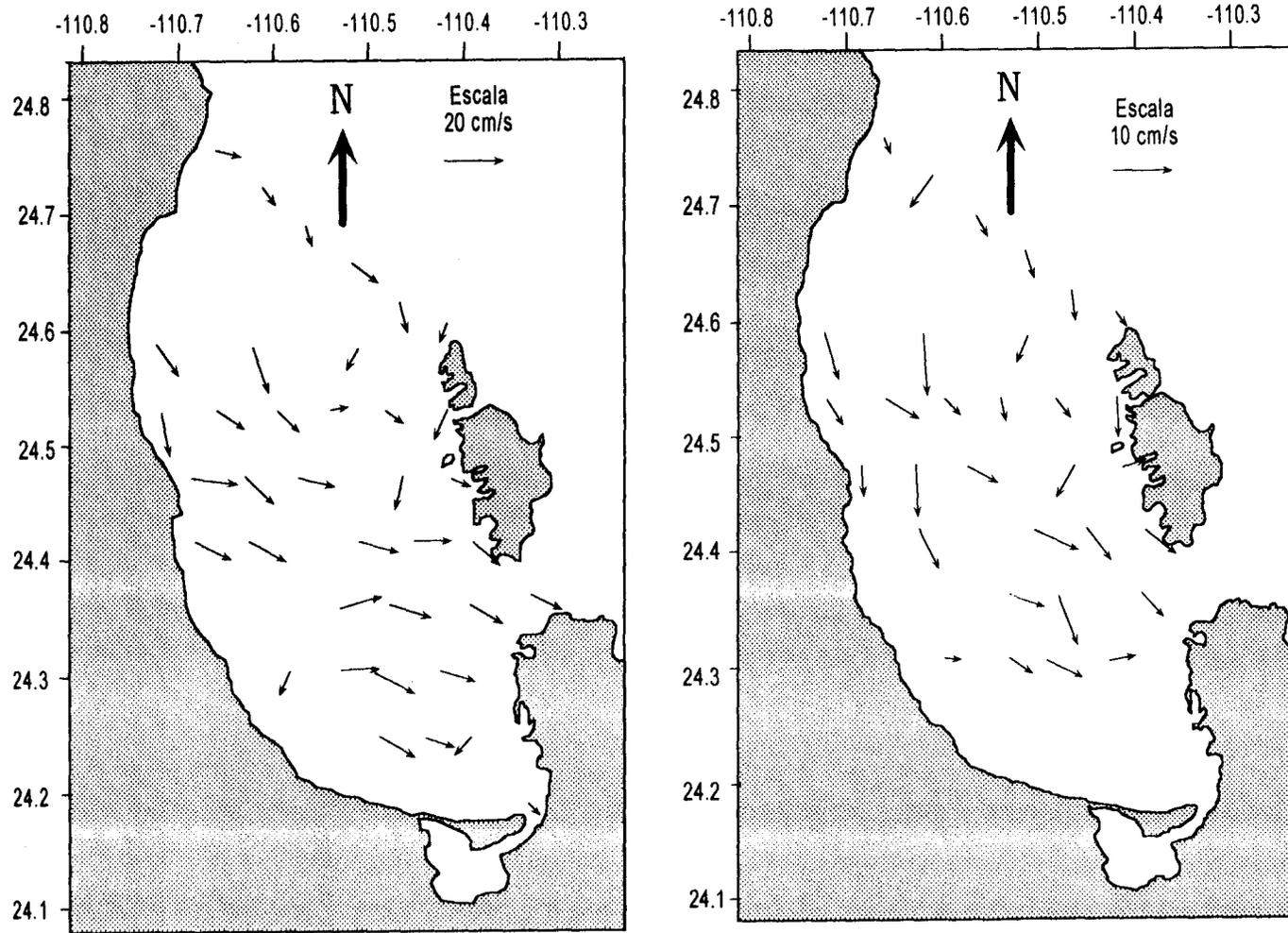


Fig. 2.26. Campo horizontal de corrientes del perfilador acústico: a) en la capa superficial de los primeros 5 m, b) en la capa de 35-40 m de profundidad en la bahía, octubre de 1997.

2.4. Secciones externas de la Bahía de La Paz

El primero de julio de 1997 en un crucero a bordo de la embarcación del Centro de Investigaciones Biológicas (CIB) se realizaron dos secciones al noreste de la Isla Partida (parte superior derecha de la Fig. 2.15), registrando perfiles de salinidad y temperatura (con frecuencia de 8 Hz) con un CTD marca SB25, los datos crudos se compartieron entre ambas instituciones. Los registros fueron trabajados en dos líneas, A y B, con 17 y 21 estaciones respectivamente. Se determinaron perfiles e isolíneas de T, S, Sigma-t (densidad) y de la frecuencia de Brunt-Wäisälä (usando los programas de la UNESCO y de otros elaborados en Fortran).

Sección A

La Figura 2.27 muestra los perfiles de temperatura, salinidad y sigma-t en la sección A. Los perfiles de la estación 1 tienen su origen correcto mientras que los perfiles de las estaciones 6, 13 y 17 son desfasados (recorridos) 0.5, 1.0 y 1.5 con respecto de la estación 1, con la finalidad de mostrar su regularidad y cambios particulares de cada uno de ellos. En general se observa que las temperaturas a los 120 m de profundidad tienen el gradiente de temperatura hacia el Golfo de California. En los perfiles de salinidad se observan dos intrusiones, alrededor de los 60 y 100 m de profundidad, sin embargo, para cada perfil el valor de la salinidad en la superficie y en el fondo son casi iguales. Como resultado los perfiles de sigma-t muestran inestabilidades en la pycnoclina a profundidades similares en que se dan las intrusiones de salinidad en la columna de agua.

En la Figura 2.28 la sección de salinidad muestra la existencia de dos núcleos de agua más salina alrededor de los 60 y 110 m de profundidad, separados por la isohalina de 34.9 ups de salinidad. En la sección de temperatura a la profundidad de los 120 m se observa que las aguas cercanas a la boca de la bahía son más cálidas que las aguas lejanas. En la sección de densidad alrededor de los 65 m de profundidad se observa una inestabilidad en la columna de agua por la intrusión de una lengüeta de agua menos densa. En la sección de frecuencias de Brunt-Wäisälä se observa el valor máximo a la profundidad de los 65 m, esto se explica por la profundidad de la pycnoclina.

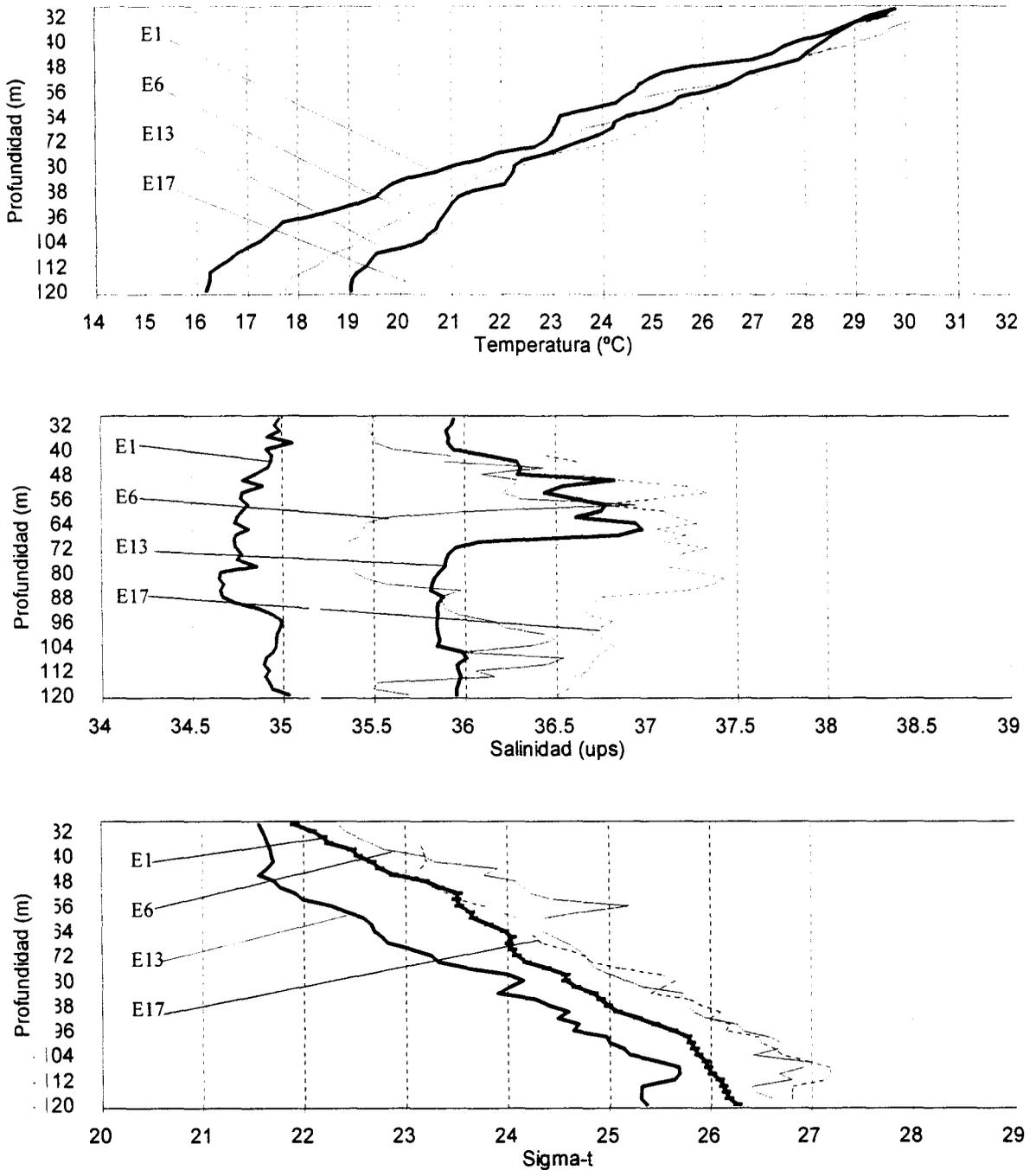


Fig. 2.27. Perfiles de temperatura, salinidad y Sigma-t en la línea A. El gráfico de la estación 1 tiene el origen correcto, las estaciones 6, 13 y 17 tienen gráficos desfasados 0.5, 1.0 y 1.5 unidades con respecto de la estación 1, el 1 de julio de 1997.

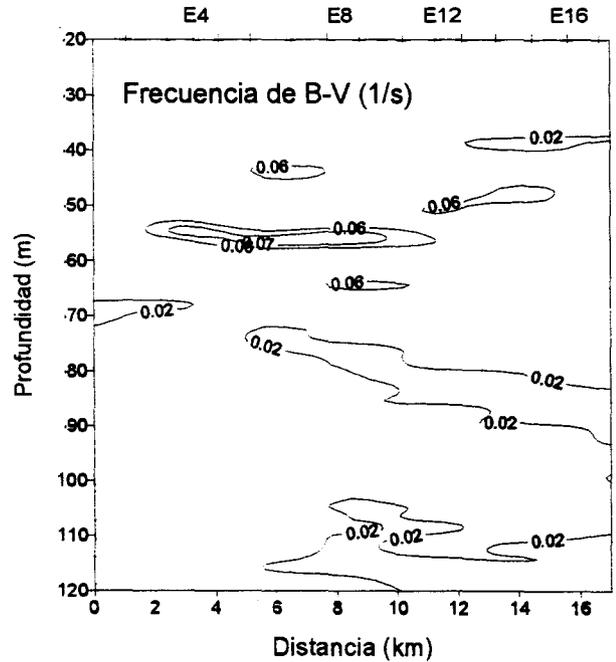
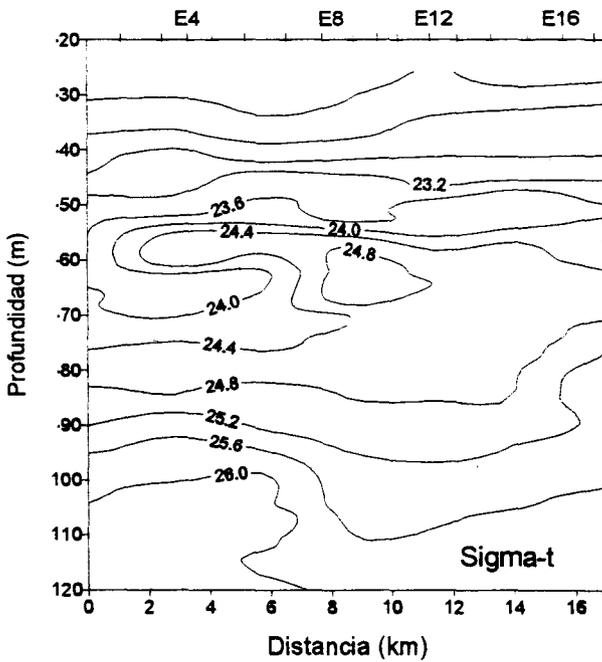
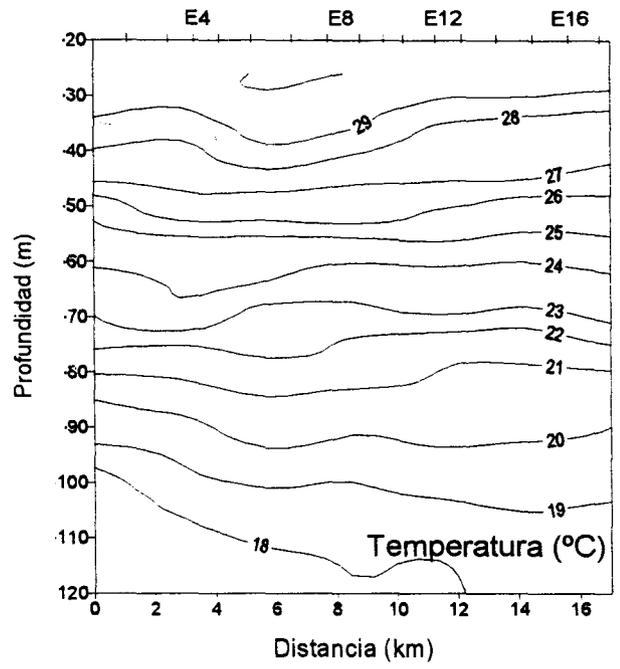
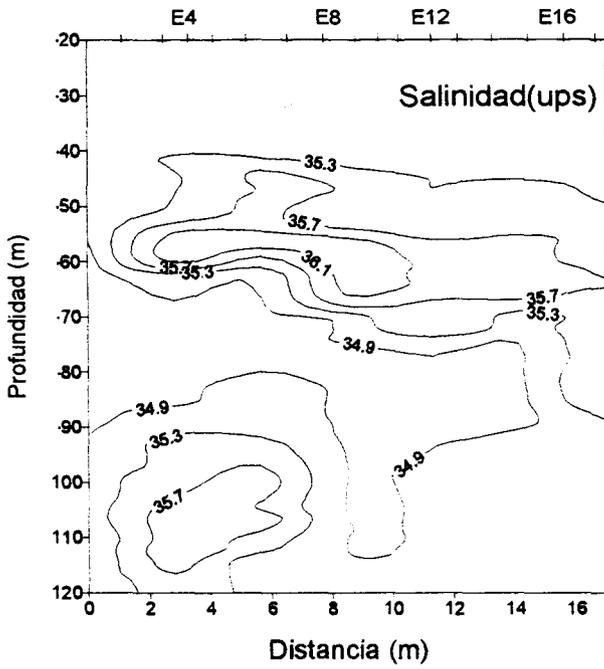


Fig. 2.28. Sección vertical de la Línea A, al norte de la Isla Partida, el 1 de julio de 1997.

Sección B

La Figura 2.29 muestra los perfiles de temperatura, salinidad y sigma-t. El perfil 1 tiene su origen correcto, mientras que los 7, 14 y 21 son desfasados (recorridos) 0.5, 1.0 y 1.5 unidades con respecto del primero. El paralelismo entre perfiles de temperatura de las estaciones 1 y 7, 14 y 21 muestra la uniformidad del campo de temperaturas. Sin embargo en los perfiles de salinidad existe el paralelismo entre las estaciones 7, 14 y 21, con intensos cambios de salinidad a los 45 y 80 m de profundidad, pero la estación cercana a la boca de la bahía (estación 1) tiene una distribución vertical casi constante. Los perfiles de densidad muestran que a los 50 y 85 m de profundidad existen inestabilidades en los perfiles de las estaciones 7, 14 y 21 que están alejados de la boca de la Bahía de La Paz.

La Figura 2.30 muestra la existencia de dos núcleos de salinidad, rodeados por la isohalina de 35.2 ups alrededor de los 50 y 80 metros de profundidad. Las isotermas horizontales son menos uniformes que el de la línea A, la isoterma de los 28°C aflora en la parte cercana a la boca de la bahía. A las profundidades de 50 y 65 m se encuentran las frecuencias máximas (0.07 Hz) de Brunt-Wäisälä, que marcan los núcleos de mayor gradiente de densidad.

En la Figura 2.31 se comparan los perfiles de salinidad, temperatura y sigma-t de las estaciones extremas cercanas a la boca de la bahía y lejanas a ésta de las secciones A y B respectivamente. Las aguas a la profundidad de 140 m de las estaciones cercanas a la costa son más cálidas que las lejanas. Los perfiles de salinidad en las aguas cercanas a la boca disminuye desde la superficie alcanzando un mínimo alrededor de los 80 m de profundidad, mientras que los perfiles de salinidad en aguas lejanas a la Boca aumentan la salinidad con intensas intrusiones de salinidad en los 40 y 85 m de profundidad y luego el parámetro disminuye con la profundidad hasta alcanzar valores similares a los de la superficie. Es notable la diferencia en salinidad entre las aguas cercanas y las lejanas. Los valores de sigma-t de las aguas lejanas a la costa son inestables entre los 50 y 100 m de profundidad y la columna de agua cerca a la boca de la bahía es más estable que la alejada.

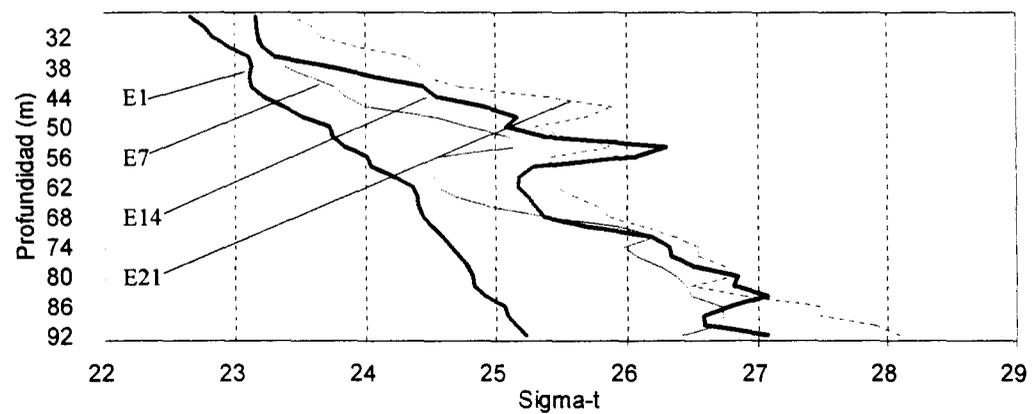
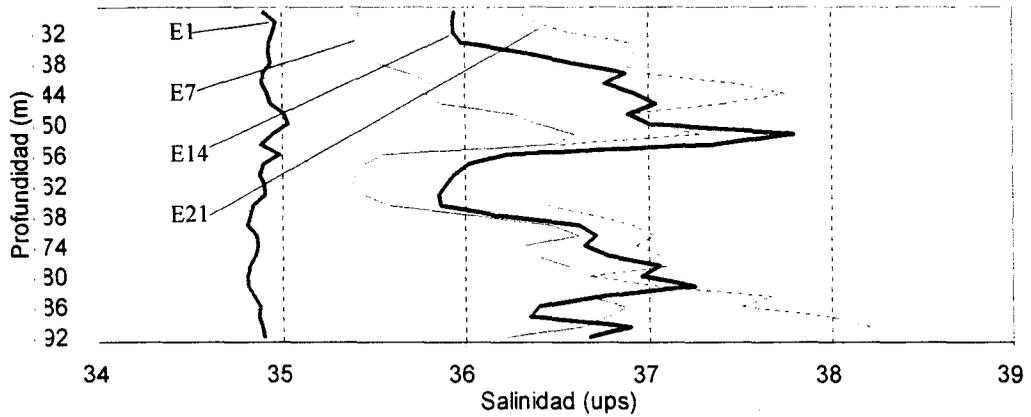
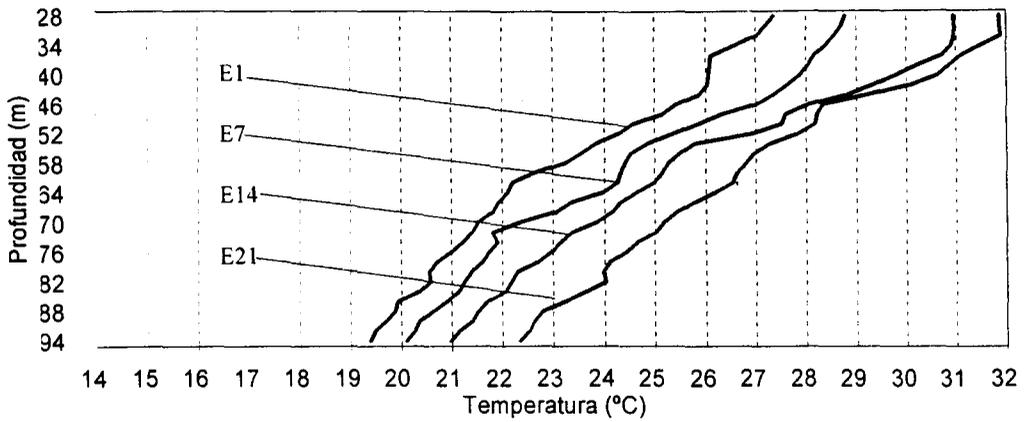
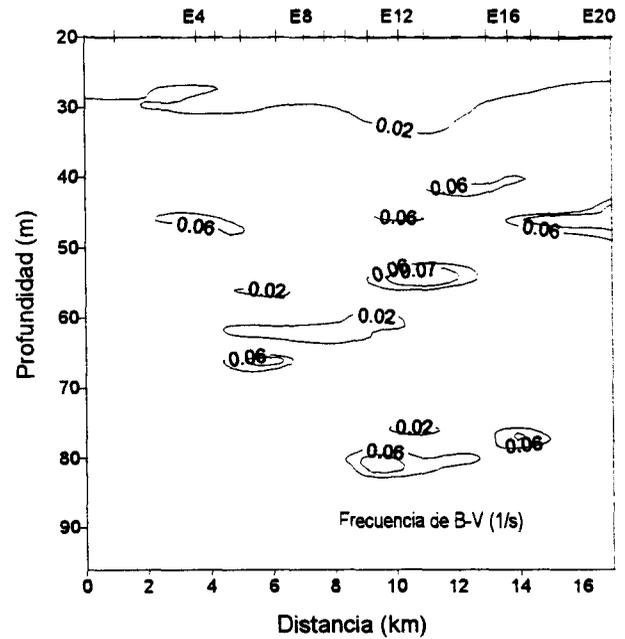
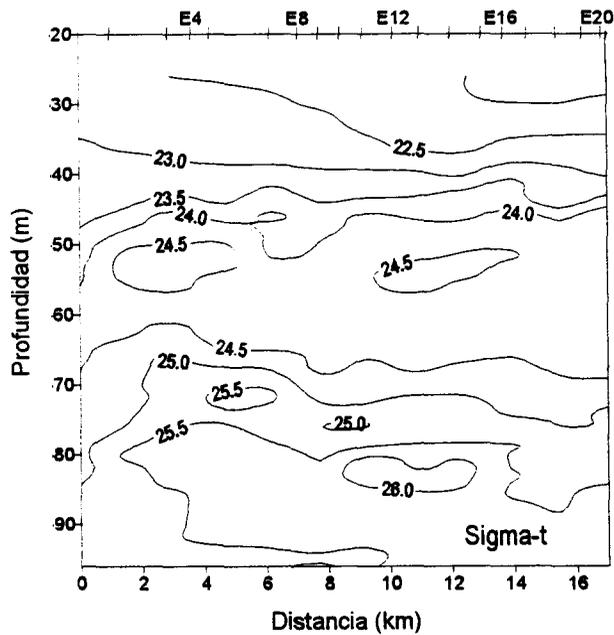
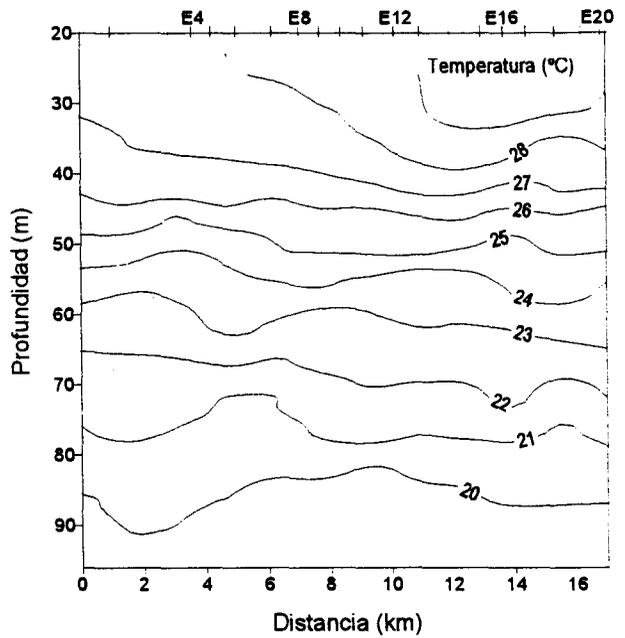
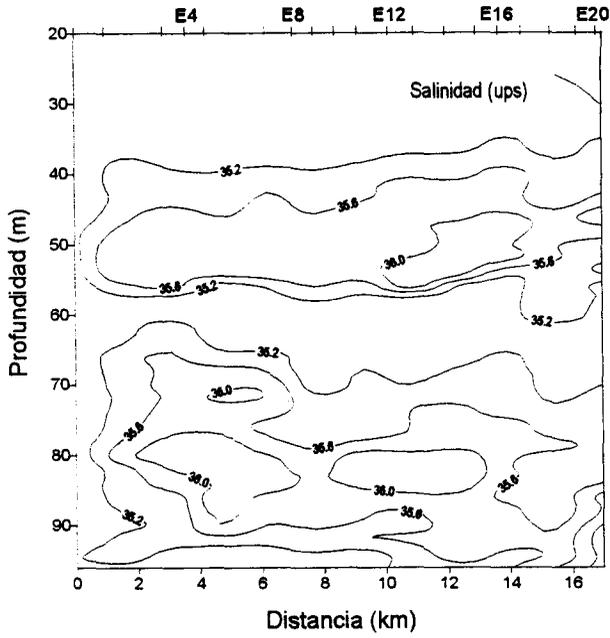


Fig. 2.29. Perfiles de temperaturas, salinidades y sigma-t en la línea B.



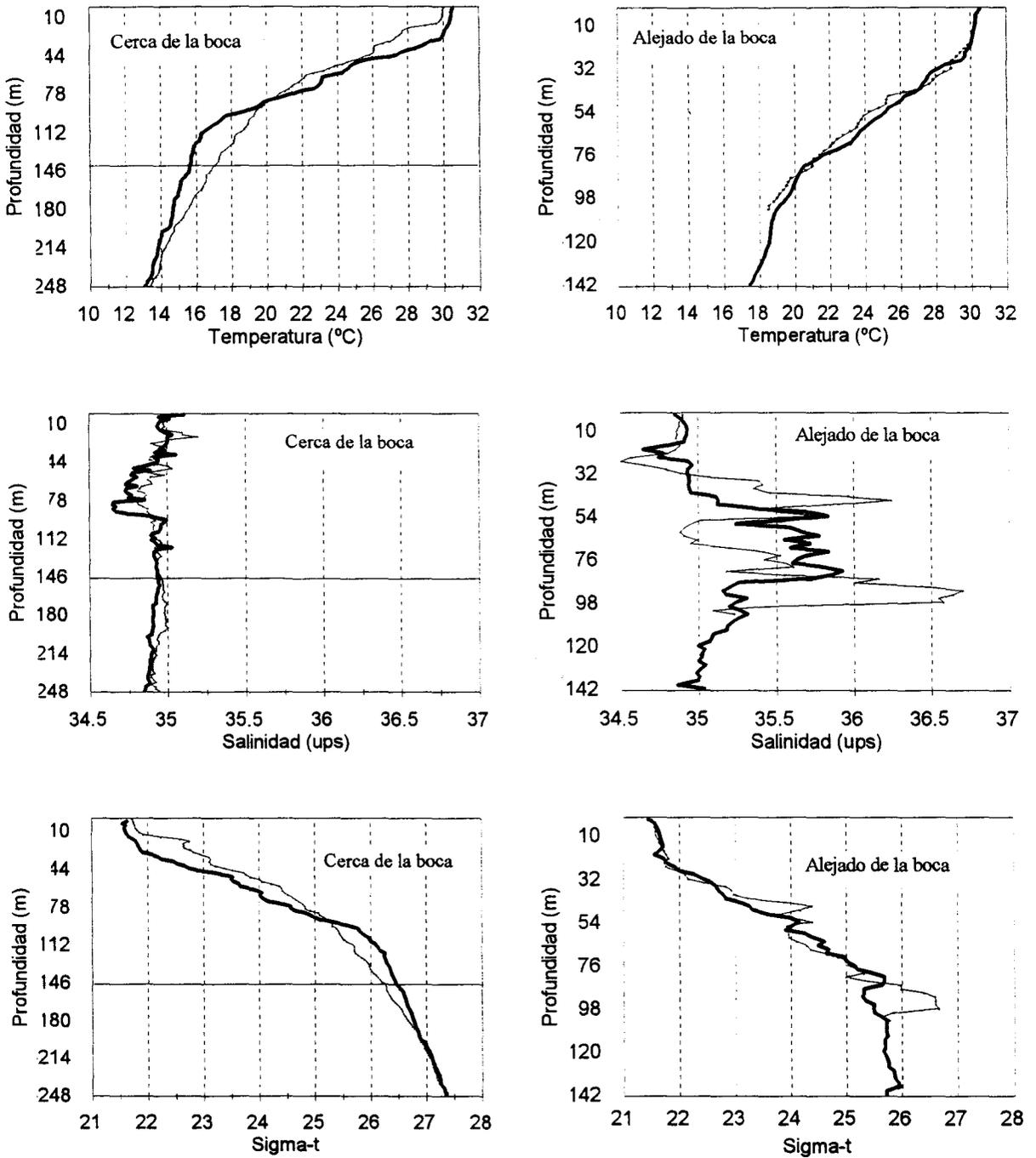


Fig.2.31. Comparación de temperatura, salinidad y sigma-t entre las estaciones próximas a la boca de la bahía y las alejadas de la misma. Línea A (guesa) y línea B (delgada), el 1 de julio de 1997.

2.5. Similitud y diferencias de resultados por zonas

2.5.1. La Ensenada de La Paz

Los perfiles de la Figura 2.5 muestran que en promedio la temperatura del agua en las estaciones 3, 4, 5 y 6 (parte occidental de la ensenada) es más fría que el agua los perfiles de la Fig. 2.6 en las estaciones 1,2,8,10,12 (parte oriental de la ensenada), éstos últimos tienen la influencia de la bahía por el intercambio de agua a través del canal. Las aguas de la bahía son más cálidas que las de la ensenada en el mes de noviembre como resultado del balance de calor y por el efecto inercial de la temperatura que es mayor en la bahía que en la ensenada (ver tabla 2.2). Los procesos de insolación y evaporación se dan uniformemente en toda la zona de estudio pero el área de temperaturas menores (al occidente de la ensenada), es la que tiene grandes extensiones de superficie con poca profundidad por lo que se enfrían más rápidamente sus aguas durante el otoño. También se observa que el agua occidental de la ensenada es más homogénea que la oriental estableciéndose un gradiente de densidad hacia la boca del canal sugiriendo una corriente residual de la ensenada hacia la bahía.

Los perfiles de corrientes (Fig.2.7) son significantivos para valores mayores de 6 cm/s que se encuentran sólo en el canal y en la parte central de la ensenada (prolongación del canal). En la parte periférica de la Ensenada las corrientes son muy pequeñas y casi no tienen relación con la marea. Los perfiles de corrientes en el interior de la ensenada no muestran dirección preferente, excepto los perfiles de las estaciones 7 y 1, que muestran una tendencia a dirigirse hacia el canal, y las corrientes de las estaciones 8, 10 y 12, que tienen una fuerte dependencia de la marea por estar cerca del canal. Además las distribuciones de temperatura y salinidad en los perfiles hidrológicos de las partes periféricas del interior de la ensenada no muestran una mezcla horizontal homogénea en todo el cuerpo de agua. Por otra parte la Figura 2.8 ilustra las corrientes, marea, temperatura y salinidad que en las estaciones fijas C y D durante el período de muestreo. El gráfico que muestra el aumento de temperatura (incremento de 0.6 °C) conforme la marea baja se explica porque la radiación solar aumenta al transcurrir el día (las

9:00 a las 18:00 hrs) y el agua se calienta además el grosor de la capa de agua sobre el sensor de temperatura disminuye durante ese intervalo de tiempo.

La distribución de temperatura observada es una evidencia de que no existe en el interior de la ensenada una mezcla eficiente de agua. En las zonas someras los perfiles de corrientes son lentos y no tienen dirección preferente, éstos resultados fortalecen la propuesta del esquema de circulación (en la Ensenada de La Paz) ilustrado en la Figura 2.32 en ausencia de vientos.

Los cálculos de tiempo de residencia muestran que el volumen de la Ensenada de La Paz es aproximadamente 4.5 veces mayor que el del prisma de mareas. Este resultado sugiere que siempre la calidad del agua en la ensenada es excelente pero la falta de una circulación permanente pone en riesgo la calidad del agua por posibles descargas de contaminantes en su interior. Por lo que en este caso el tiempo de residencia corto no significa un evacuado rápido de descargas de contaminantes en su interior. El hecho de que el reflujó de marea en el canal durante las mediciones sea mayor que el flujo, se explica en parte por el hecho de que la marea está pasando de mareas vivas a mareas muertas y posiblemente el esquema se invierta cuando la tendencia sea hacia mareas vivas.

2.5.2. La Bahía de La Paz

Los perfiles hidrológicos verticales realizados en octubre de 1997 (Fig.2.17) muestran el patrón de estratificación de las aguas es el siguiente: capa superficial de mezcla de 35 hasta 45 m de profundidad, con distribución vertical de T, S y sigma-t casi constante; la termoclina y picnoclina son encontradas entre los 40 y 60 metros de profundidad; la zona más profunda es de gradientes suaves hasta el fondo. Dichas características prevalecen durante la época de otoño y hacen posible la existencia la capa de mezcla en la bahía de grosor significativo. Dicha estratificación da origen a procesos hidrodinámicos en la bahía que inciden en la

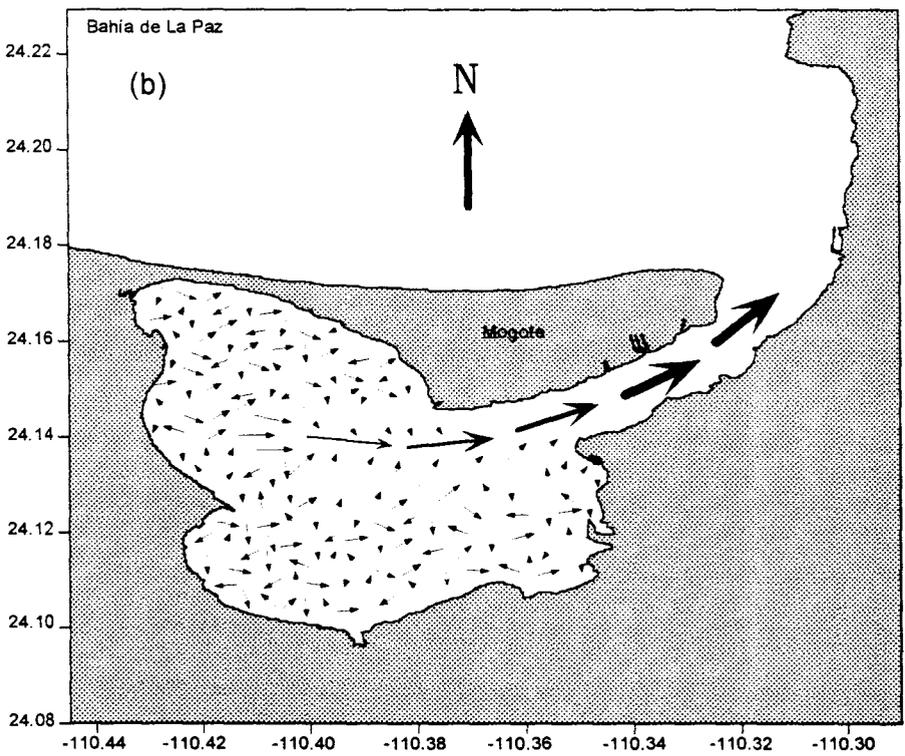
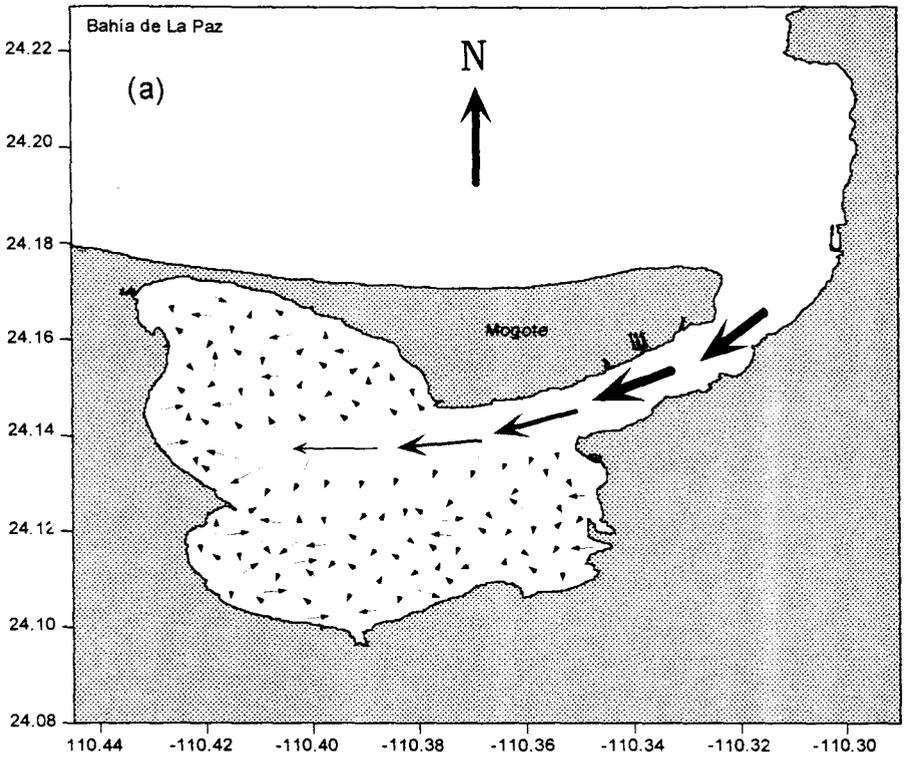


Fig. 2.32 Circulación de la Ensenada de La Paz, inferida por análisis hidrológico y de corrientes.

La influencia del proceso de calentamiento y enfriamiento de la capa superficial de las aguas de la bahía en la época de verano-otoño es ilustrada en la Figura 2.17, mostrando los perfiles obtenidos en agosto de 1999, octubre de 1997 y noviembre de 1998. Lo más sobresaliente en la mayoría de las estaciones del muestreo del mes de agosto es que la capa de mezcla no existe o es muy delgada, durante este mes el flujo de calor (radiación solar, ver Tabla 2.2) que recibe el agua es máximo durante el día y pierde relativamente poco por evaporación y radiación (de onda larga) hacia la atmósfera durante la noche.

El balance de calor diario por estos procesos en el mar es de ganancia neta de calor, además, como casi no hay mezcla vertical por viento y oleaje durante el verano el perfil de temperaturas que resulta no presenta la capa de mezcla (curvas gruesas) y por la intensa evaporación el perfil de salinidad es máximo en la superficie. A finales de agosto y septiembre, la acción de viento y los huracanes inician la mezcla en la superficie, induciendo el desarrollo y crecimiento de la capa superficial de mezcla. Además la radiación solar disminuye en el día y en la noche se incrementa la pérdida de calor por radiación de la superficie marina hacia la atmósfera, en este caso el balance de calor comienza a ser negativo para el mar por lo que se forman los perfiles de otoño (curvas delgadas y cruces).

También resulta interesante analizar los perfiles de salinidad; en agosto la capa superficial de salinidad aumenta por evaporación, los perfiles muestran valores máximos de salinidad en los primeros 40 metros, en otoño estos máximos desaparecen por la mezcla vertical. El proceso físico que explica la evolución del perfil de salinidad en los primeros 40 m de profundidad es la ausencia de fuertes vientos, de oleaje, la intensa radiación solar y bajas presiones atmosféricas permiten el fácil desarrollo de la evaporación dejando grandes cantidades de sales en la superficie marina. Como los procesos de mezcla no son intensos entonces las sales se acumulan en la capa superficial y por difusión ocupan la capa de las primeras decenas de metros.

En los meses de septiembre y octubre los procesos que impulsan la evaporación cada vez son menos intensos, los vientos y el oleaje comienzan a desarrollarse y dan origen a que la salinidad se mezcle mas rápidamente y los

perfiles sean casi verticales (líneas delgadas de la Fig. 2.17). Para noviembre por las condiciones intensas de vientos y oleaje se encuentra desarrollada una gruesa capa de mezcla, dando lugar a perfiles de salinidad baja en las primeras decenas de metros (línea con cruces de la Figura 2.17).

Los perfiles de densidad en la capa de los primeros 300 metros dependen esencialmente de la distribución de salinidad y temperatura, por consiguiente los procesos físicos que la condicionan son los mismos. Es de notarse que los perfiles de densidad en su forma son opuestos (como un “reflejo de espejo”) a los perfiles de temperatura, presentando una estratificación vertical continua para el mes de noviembre. Para los meses de agosto y octubre la capa es homogénea con estabilidad neutra en las primeras decenas de metros.

Otro punto de interés en la Figura 2.17 es que las curvas de temperatura de octubre de 1997 y de noviembre 1998 tienen un desplazamiento de 2.5°C (29.0°C a fines de octubre de 1997, 26.5°C a principios de noviembre de 1998) en todas las estaciones de la red. Este hecho parece estar relacionado con el efecto de El Niño, cuya manifestación más intensa fue en noviembre de 1997.

El análisis de las secciones hidrológicas muestra dos peculiaridades importantes de la estructura termohalina tridimensional. La primera es que al centro de la bahía y en la parte sur sobre las isopícnas zonales y meridionales se existe dos concavidades (Figs. 2.19, 2.21. y 2.22) que sugieren la existencia de dos giros, como resultado de la perturbación de las corrientes por la batimetría y la distribución termohalina. Estos giros en la bahía son corroborados en el modelo de corrientes. La permanencia de dicha estructura termohalina por períodos largos (tres meses o más), es el resultado de corrientes en equilibrio dinámico (balance de las fuerzas de gradiente horizontal de presiones y Coriolis). Por lo que se puede inferir que a partir de la distribución de masa existe una circulación de periodo largo dentro de la bahía, dando origen a la circulación termohalina propuesta en la Figura 2.33.

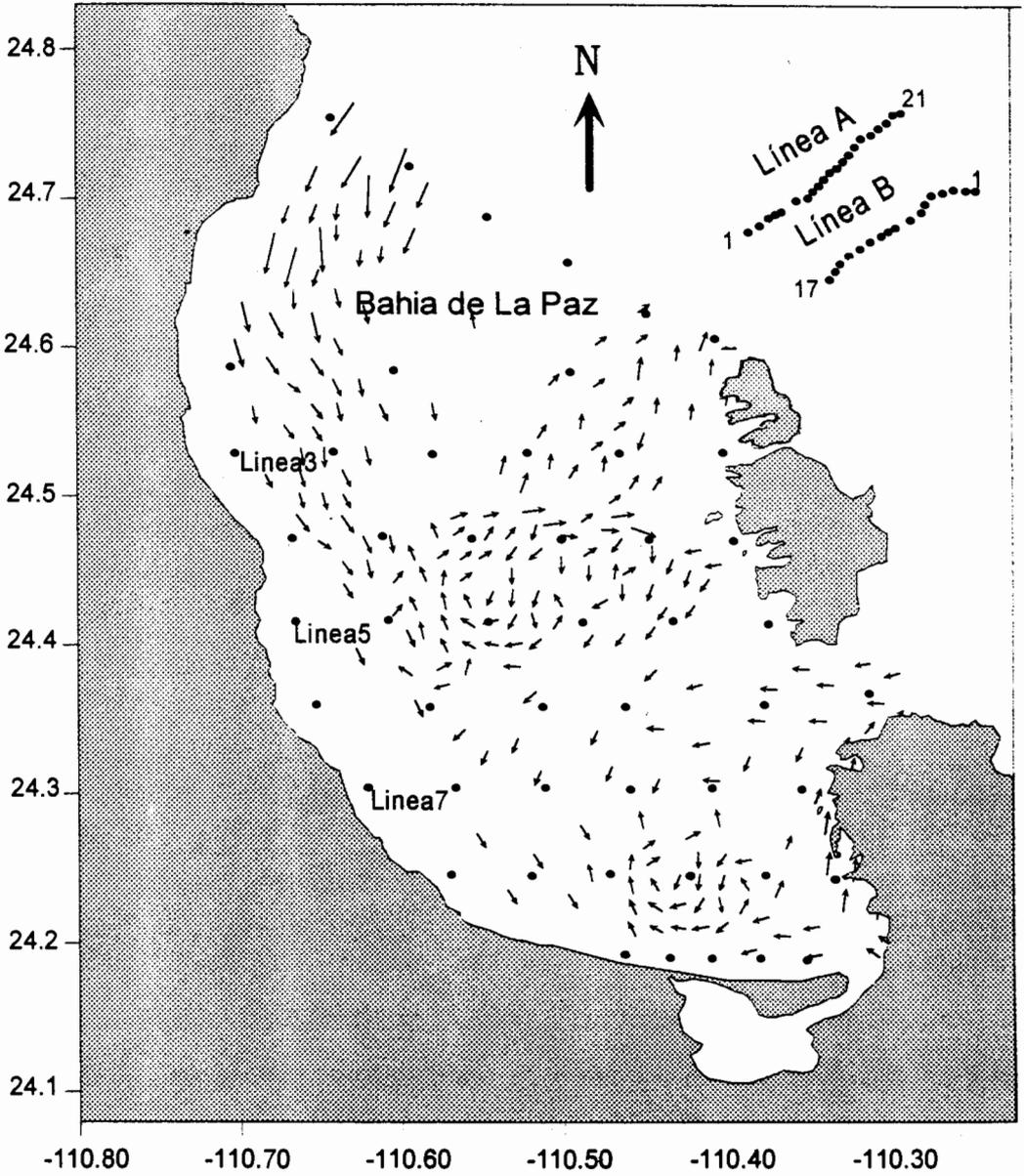


Fig. 2.33. Circulación del cuerpo de agua de la Bahía de La Paz, inferida a partir del análisis hidrológica e hidrodinámico.

La segunda peculiaridad es que en las secciones de las líneas 1 y 4 (Figs. 2.18 y 2.19) las isotermas e isopichnas ascienden en la parte occidental de la bahía, que sugieren la existencia de una surgencia para algunas direcciones de viento, especialmente, vientos del sur y del suroccidental.

Las corrientes termohalinas ya mencionadas (por distribución de masa) son lentas y estables en el cuerpo del agua con variabilidad estacional y están asociadas a los cambios estacionales de estructura termohalina. Medidas directas de estas corrientes son difíciles de observarse ya que son enmascaradas por otros tipos de corrientes más intensos, como lo son las corrientes de marea y las corrientes de derivada por el viento (capa de Ekman). Por ejemplo, en los campos de corrientes medidas en octubre de 1997 durante el flujo de marea (Fig. 2.26) son dominantes las corrientes de marea que tienen intensidad hasta 20 cm/s y enmascaran otros tipos de corrientes. Pero estas corrientes de marea mixta son oscilatorias y solamente desplazan el cuerpo del agua a una distancia máxima 2-10 km, dicho desplazamiento es muy fácil determinarlo considerando la intensidad del tiempo de flujo y reflujos promedio de la onda principal de marea M_2 , que es alrededor de 3-4 horas.

2.5.3. Zona externa de la Bahía de La Paz

El muestreo de julio de 1996 presenta las inestabilidades de la piconclina en la columna de agua, las cuales son observadas en las piconclinas (Figs. 2.27, 2.29 y 2.31) y se deben principalmente a las variaciones de la salinidad en forma de pulsos, siendo éstos más intensos al alejarse de la costa. Este hecho es posiblemente el resultado de que los procesos físicos en las aguas del Golfo de California son más dinámicos. También puede ser que las aguas del Golfo de California sean distintas a las aguas de la Bahía de La Paz. Aunque debe considerarse que los muestreos en esta región fueron en un año distinto a los que se hicieron en su interior, los pulsos pueden formarse en condiciones de evaporación intensa y morfología complicada de acuerdo con los procesos de doble difusión en forma de "dedos de salinidad".

Debido al espacio entre isotermas es difícil visualizar la termoclina (Figs. 2.30,

2.31), el campo de temperaturas en ambas secciones A y B es parecido entre los 40 y 90 m de profundidad, pero en la sección A las aguas cercanas a la Isla Partida son más cálidas que las alejadas (hacia el mar). El campo vertical de densidad no es muy uniforme ya que se observan algunas zonas de inestabilidad. Finalmente en la sección A los valores más elevados de la frecuencia de Brunt-Väisälä (0.06-0.07 Hz) se encuentran en el rango de los 50 y 60 m de profundidad, mientras que en la sección B, los valores altos están más dispersos.

Aunque los resultados hidrográficos del interior de la bahía y en su parte externa no son de la misma fecha, se distinguen unos de otros porque el campo de densidad en la bahía es más regular y se parece mucho a la distribución de temperatura. El campo de densidad fuera de la bahía está más relacionado con la distribución de salinidad. Las fluctuaciones de la salinidad pueden deberse a que los procesos físicos en el interior de la bahía impactan de diferente manera a las aguas en la vecindad externa de la bahía. También puede ser que las aguas externas frente a la boca de la bahía sienten la influencia de la presencia de aguas ecuatoriales (de mayor salinidad). Existe la posibilidad de que sean aguas salinas provenientes del interior de la Bahía entre 50-100 metros de profundidad como resultado de la circulación termohalina de la bahía.

2.5.4. Comparación Hidrológica de los Muestreos de Octubre de 1997 y Agosto de 1999

Debido a lo interesante que resultaron los perfiles hidrológicos presentados en la Figura 2.17, para la estación 4 (línea 1) y estación 5 (línea 3) en octubre de 1997, noviembre de 1998 y agosto de 1999. Para el análisis seleccionamos los datos más recientes de agosto de 1999 y el de octubre de 1997 por ser el más documentado y la época en que se intensificó el proceso de El Niño. Serán discutidas las secciones de T, S y sigma-t de la línea cinco; las secciones de norte a sur pasando por la estación 4 de la línea 1 hasta la línea 9, también se discutirán los cuatro niveles de la distribución horizontal de temperatura. para los datos de octubre de 1997 y agosto de 1999.

Para octubre de 1997 la Figura 2.34 muestra la isoterma de los 28 °C al centro

de la sección donde alcanza los 50 m de profundidad, mientras que en la Figura 2.35 (agosto de 1999) la isoterma de los 28 es encontrada en la superficie entre las estaciones 2-4 de la línea 5, en primer caso se observa la presencia de la capa de mezcla. En la Figura 2.34 la isohalina de las 35.0 ups se encuentra entre 40 y 45 m de profundidad y todos los valores de salinidad en la capa superior son menores a dicho valor, a partir de ésta isopícnica la salinidad aumenta lentamente con la profundidad. En la Figura 2.35 la isohalina de 35.0 ups asciende hasta los 25-30 m de profundidad y la capa superficial tiene salinidad superiores a los 35 ups, este es el resultado de la evaporación. Es de notarse que durante la época de verano se forma una capa superficial salina que contribuye a disminuir la estabilidad de la columna de agua.

En los meses de verano, cuando el flujo de calor (proveniente del sol) es mayor durante el día y en la noche el mar pierde menos calor (por radiación de onda larga), el balance de calor en la capa superficial es positivo por lo que la capa superficial eleva su temperatura. La columna del agua continua siendo estable por la distribución vertical de temperatura, a pesar de que la distribución de sal en la superficie también aumenta. Pero en los meses de otoño (octubre, noviembre) la insolación solar disminuye y la estabilidad de la columna de agua se debilita por la distribución vertical de la temperatura y el aumento de la mezcla de agua en la capa superficial por los vientos que aumentan su intensidad en la época de otoño y por la temporada en que aparecen las tormentas.

En éste proceso la distribución de salinidad alta en la capa superficial también ayuda a la intensificación de la mezcla vertical, en forma similar al proceso de mezcla por convección. Conforme progresa el otoño va engrosando la capa superficial de mezcla siendo registrada en octubre y noviembre, observándose que la σ_t de las 22.6 unidades en la Figura 2.34 se encuentra alrededor de los 50 m de profundidad y la misma σ_t en la Figura 2.35 se localiza en la superficie.

Una interpretación "falsa" que se podría tener de dicho proceso (resultados de octubre de 1997 y agosto de 1999), es decir, se trata de una surgencia y hasta se podrían hacer cálculos de la misma.

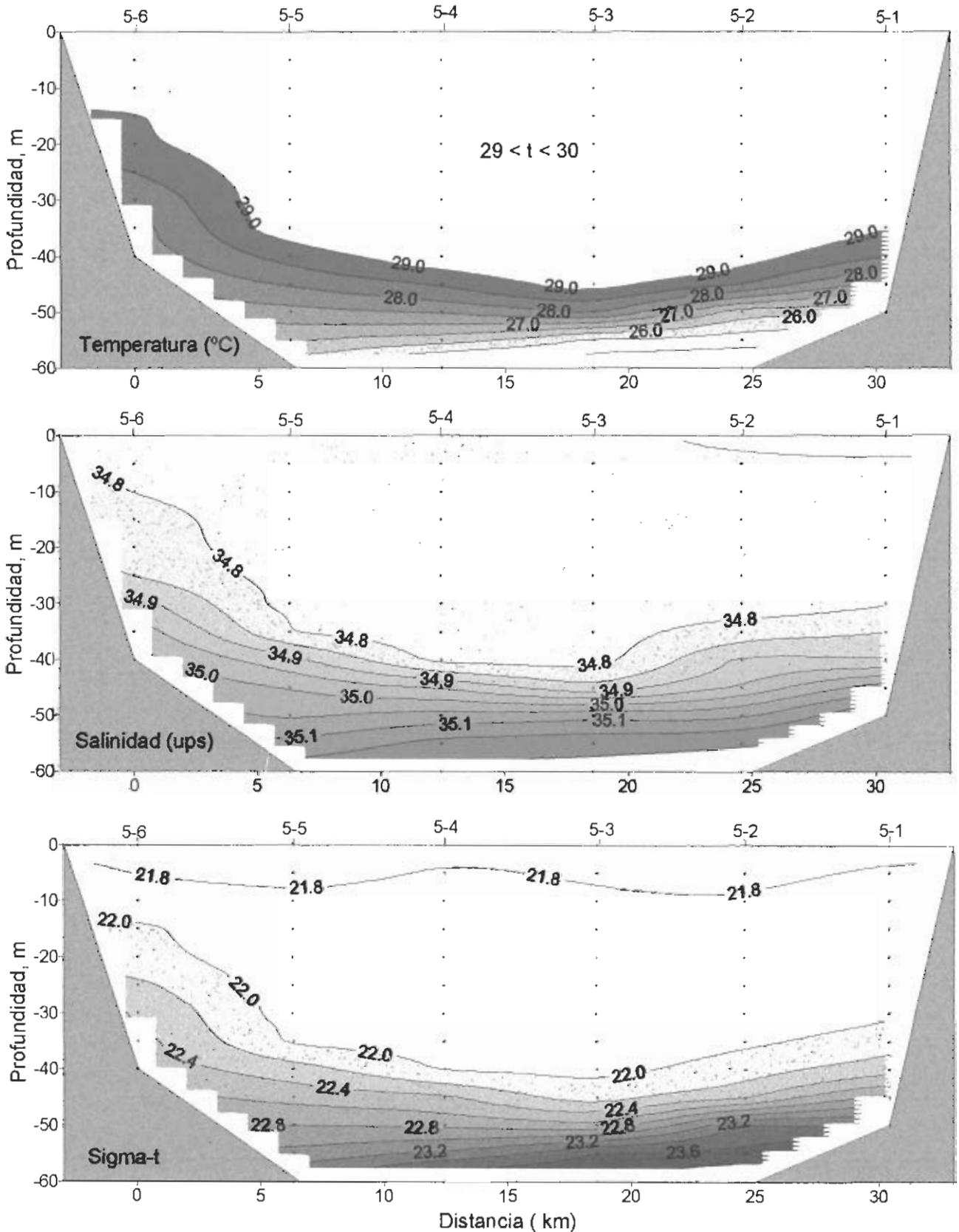


Fig.2.34. Línea 5, secciones de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.

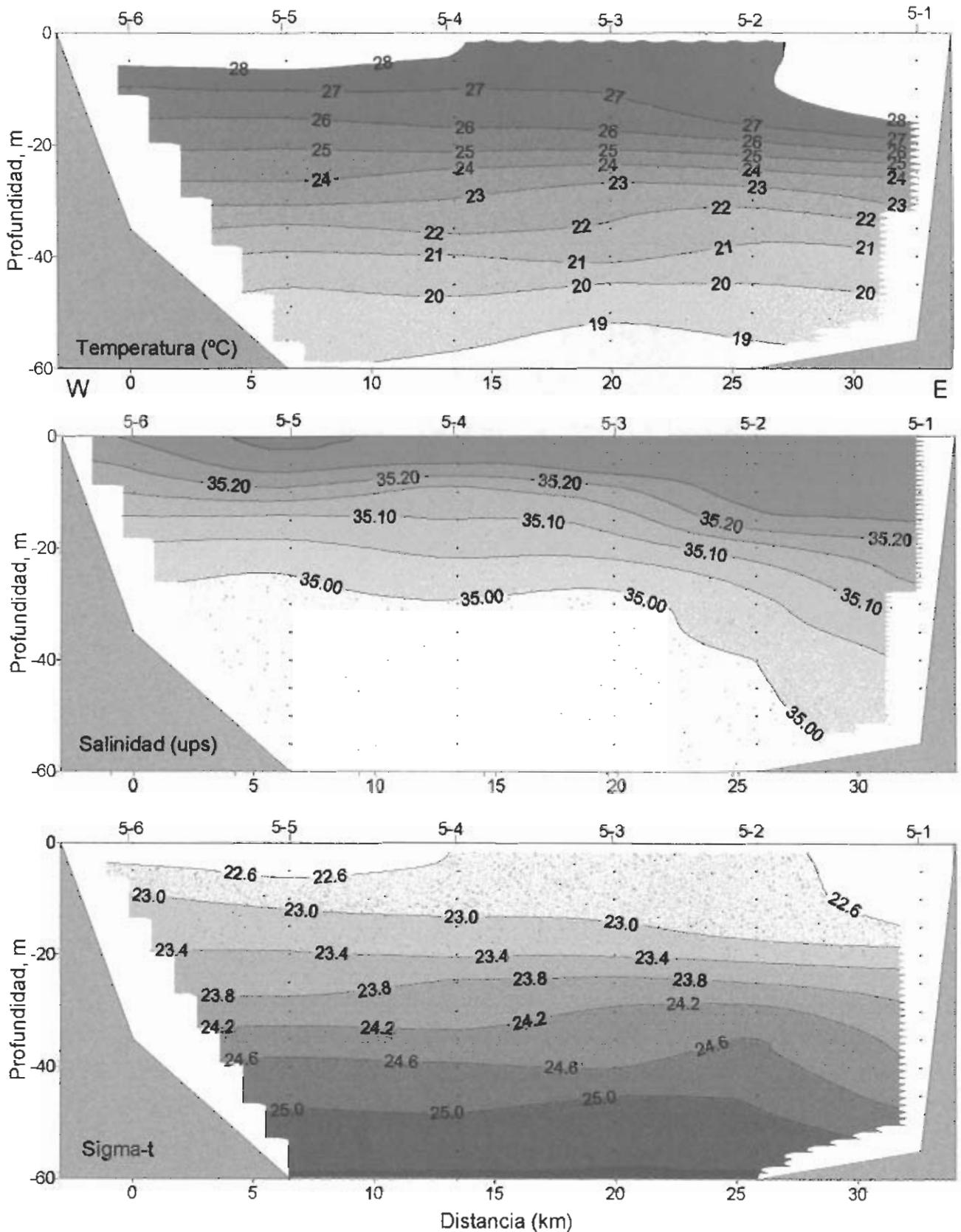


Fig.2.35. Línea 5, secciones de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de la Paz del 18-20 de agosto de 1999.

Pero al considerar la interacción océano-atmósfera, se observa que durante la primavera y verano cesan los intensos vientos, aumenta considerablemente la radiación solar, disminuye la presión atmosférica y aumenta la evaporación. Como resultado desaparece la energía de mezclado (por oleaje y viento), la radiación solar aumenta la temperatura superficial del agua, la evaporación aumenta la salinidad en la capa superficial. Como consecuencia el proceso vertical de difusión de temperatura y salinidad aumenta, así dichos procesos trabajan para disminuir y algunas veces hasta desaparecer la capa de mezcla, estableciendo un gradiente vertical intenso y continuo de temperatura durante el verano.

El hundimiento o elevación de isotermas, isohalinas y de isopicnas no siempre están asociadas al fenómeno de hundimientos o afloramiento de agua. La distribución de masa de la Figura.2.34 induce un sistema de corrientes que provoca una circulación termohalina. En la Figura 2.36 la sección de temperatura de norte a sur que pasa por la estación 4 de cada línea (ver Fig.2.15) muestra que la isoterma de los 26 °C se encuentra a los 55 m de profundidad entre las estaciones 3-4 y 3-7, mientras que la misma isoterma es localizada a los 20 m de profundidad en la Figura 2.37. La explicación física de este proceso es el mismo que se discutió para las Figuras 2.34 y 2.35. Las características de la sección 5 también se observan en la sección norte-sur.

En los muestreos de octubre de 1997 (Fig.2.38) y de agosto de 1999 (Fig. 2.39) en los niveles de 0, 20, 40 y 60 m de profundidad, los máximos intervalos de temperaturas en cada nivel respectivamente son de 1 °C, 3.2 °C, 2 °C y 2,1 °C y de 0.4 °C, 1.2 °C, 2.4 °C y 2.4 °C. En la distribución horizontal de temperaturas el rango de la misma en los primeros 20 m de profundidad es mayor en octubre que en agosto. Esto se explica porque en octubre existe la capa de mezcla (Figs. 2.17, 2.34 y 2.36) y en agosto no (Figs. 2.17, 2.35 y 2.37). Los rangos de temperatura en las capas de 40 y 60 m de profundidad son casi iguales en ambos casos porque aquí la mezcla es casi sólo por difusión, la época de máximo calentamiento es en agosto de cada año pero en octubre de 1997 la capa de agua de los 0-140 m de profundidad es más cálida que la correspondiente capa de agosto de 1999 (Fig.2.17). Es de suponerse que es el resultado de la redistribución interna de

calor por mezcla vertical y por el efecto global de El Niño.

En la capa superficial de la Figura 2.39 se observa una mancha de agua fría en la parte sur y una pequeña de agua cálida frente a la ensenada, a los 20 m de profundidad la mancha de agua fría es atenuada y la de agua cálida frente a la ensenada aumenta. A los 40 y 60 metros de profundidad la zona central y sur de la bahía se encuentran aguas cálidas, situación similar sucede en la Figura 2.38. Esto sugiere la presencia de aguas vecinas a través del canal San Lorenzo y del canal de la ensenada. La temperatura es baja al noroeste de la bahía en los niveles de 0, 20 y 40 m (Figs. 2.38 y 2.39), sugiriendo que en los primeros 40 m existe un flujo de agua fría del Golfo de California al noroeste de la boca de la bahía y aguas cálidas salen por el oriente de la boca. A 60 m de profundidad al centro de la boca existen aguas frías externas.

2.5.5. Diagramas T-S dentro de la Bahía de La Paz y en la parte externa de la misma

Uno de los principales intereses de los oceanógrafos es el estudio de la hidrología del Golfo de California, para determinar el cuerpo de agua residentes y para explicar una serie de procesos físicos, entre éstos la circulación residual (corrientes lentas) que transportan toda clase de material disuelto y en suspensión (nutrientes, materia particulada orgánicos e inorgánicos, productos sexuales, larvas, en general material planctónico y sedimentos). Desde el punto de vista físico la estratificación producida por procesos de calentamiento, enfriamiento y de oleaje, en la columna de agua pueden producirse frentes térmicos, ondas internas en la pycnoclina, giros por balance geostrofico y movimientos convectivos por inestabilidades en la columna de agua. También se produce hundimiento de agua cuando convergen dos cuerpos de agua de igual densidad pero con temperatura y salinidad distinta.

Las condiciones climáticas de la atmósfera (calentamiento, enfriamiento, presión atmosférica, lluvias, evaporación, congelamiento y deshielos) le imponen una salinidad y temperatura a las aguas superficiales según la latitud y época de año. Así las aguas marinas adquieren una densidad mayor y abandonan la

superficie hundiéndose hasta ocupar su posición de equilibrio, acarreando en su interior toda clase de sustancias disueltas y suspendidas y ya como masas de agua siguen su lento viaje de regreso a la superficie (Fon Arx, 1977). De aquí el interés por el estudio de la hidrología en el interior del Golfo de California y uno de los primeros trabajos sobre el tema es el de Sverdrup (1941).

Posteriormente con instrumentos modernos los investigadores han continuado con la tarea, uno de los trabajos más completos y recientes a través del análisis volumétrico de la columna de agua en el Golfo de California para identificar las masas de agua, es el de Torres Orozco (1993). Las aguas del Golfo de California entre los 24° y 26° de latitud norte se caracterizan por una variabilidad en la estructura de los parámetros termohalinos donde existen intercambios entre masas de agua de distinto origen, en la clasificación del Agua del Golfo de California (AGC) se identifican: Agua Superficial Ecuatorial (ASE), Agua de la Corriente de California (ACC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), Agua Intermedia del Pacífico (AIP) y Agua Profunda del Pacífico (APP). Las características termohalinas son representadas en la tabla siguiente.

Tabla 2.3. Características termohalinas de las masas de agua del Golfo de California (Torres Orozco, 1993).

Abreviatura de Masas de Agua	Salinidad (ups)	Temperatura (° C)	Profundidad (m)
AGC	$S \geq 35.0$	$T \geq 12$	<150
ASE	$S < 35.0$	$T \geq 18$	<150
ACC	$S < 34.5$	$12 \leq T \leq 18$	<100
AsSt	$34.5 \leq S \leq 35.0$	$9 \leq T \leq 18$	150-500
AIP	$34.5 \leq S \leq 34.8$	$4 \leq T \leq 9$	500-1200
APP	$S > 34.5$	$T < 4$	>1200

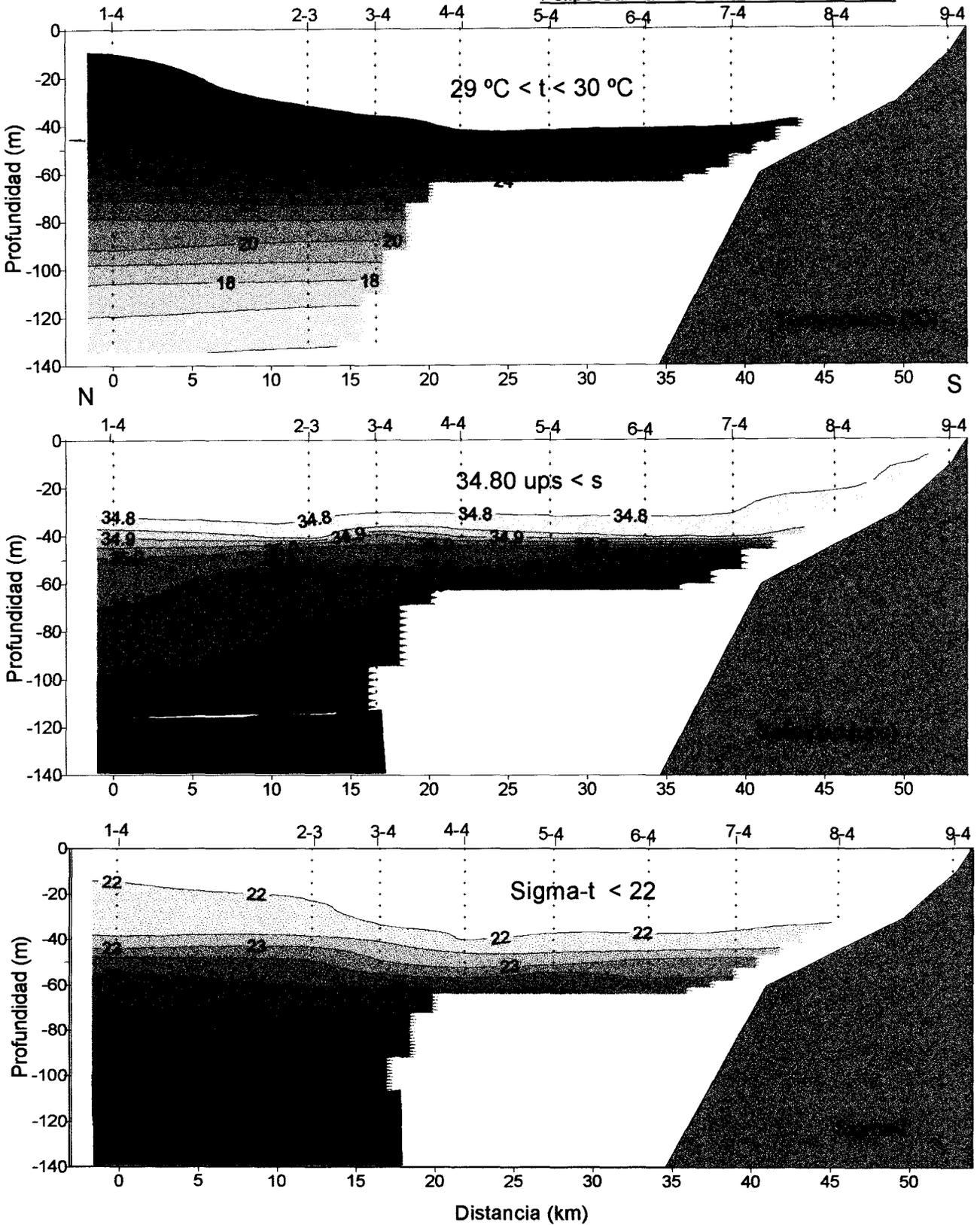


Fig.2.36 Sección vertical de norte-sur, de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz del 22-24 de octubre de 1997.

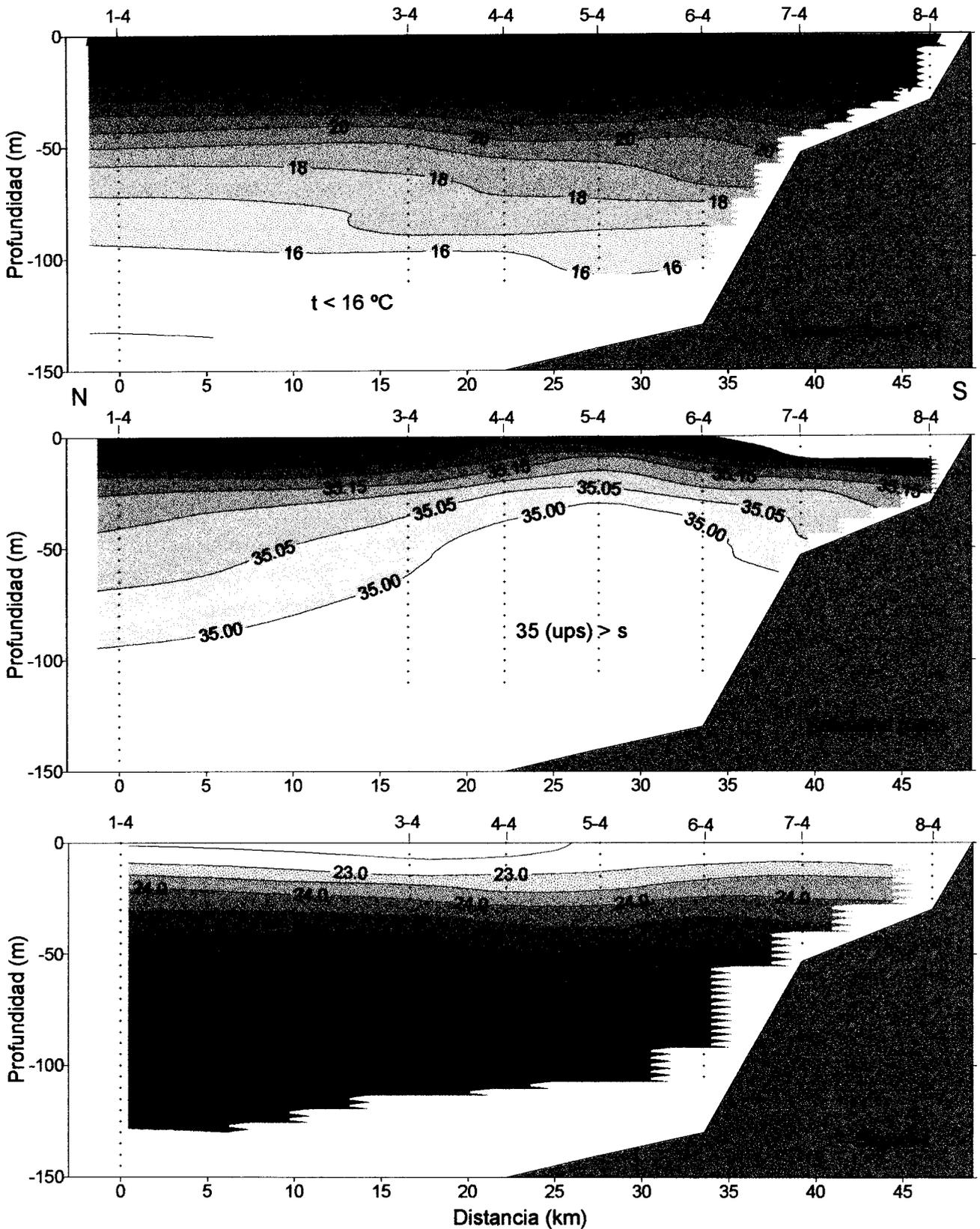


Fig.2.37. Sección longitudinal norte-sur de temperatura, salinidad y sigma-t en la Bahía de La Paz del 18-20 de agosto de 1999.

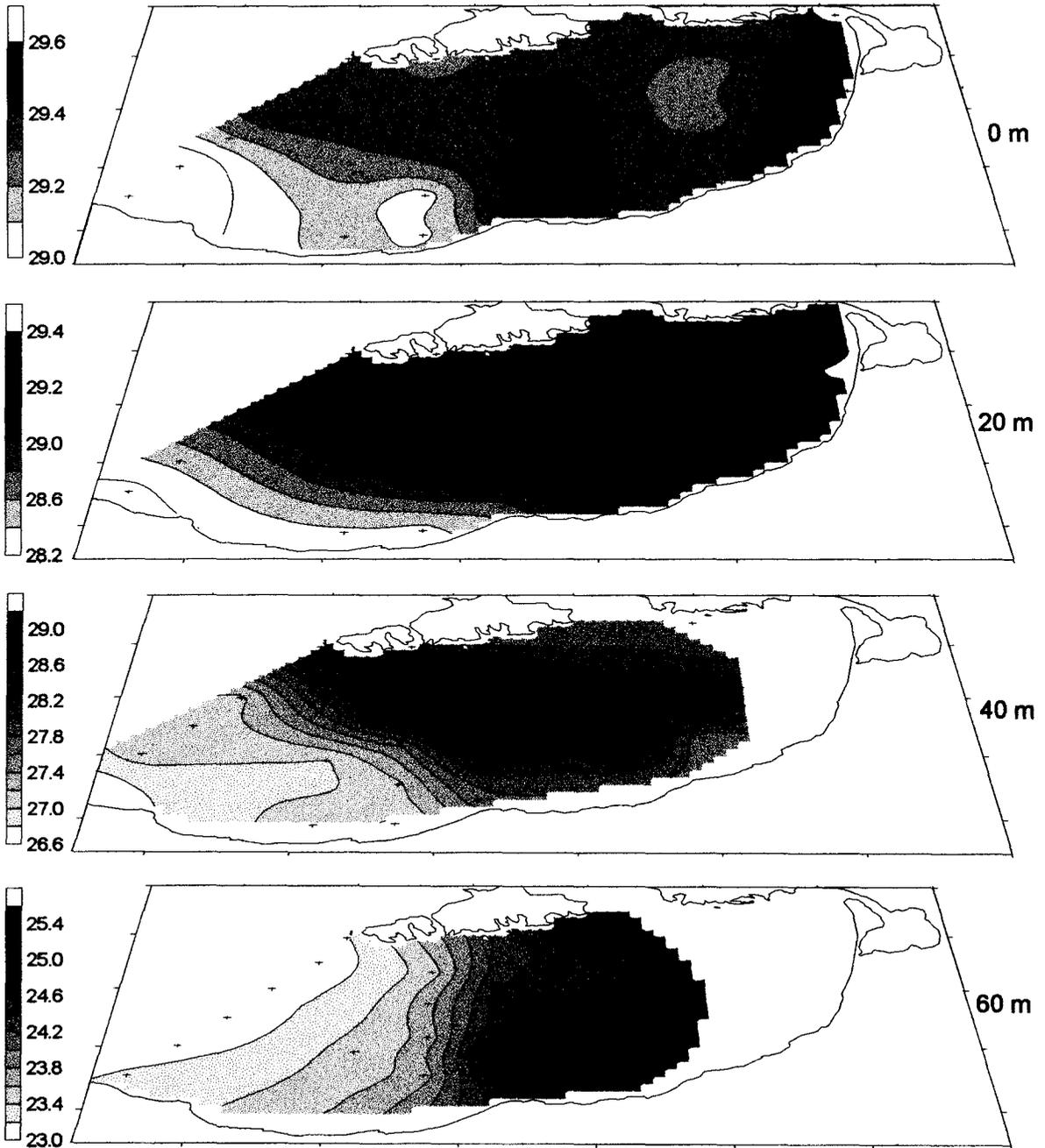


Fig.2.38 Distribucion horizontal de temperatura a 0, 20, 40 y 60 m de profundidad en la Bahía de La Paz, del 22-24 de octubre de 1997.

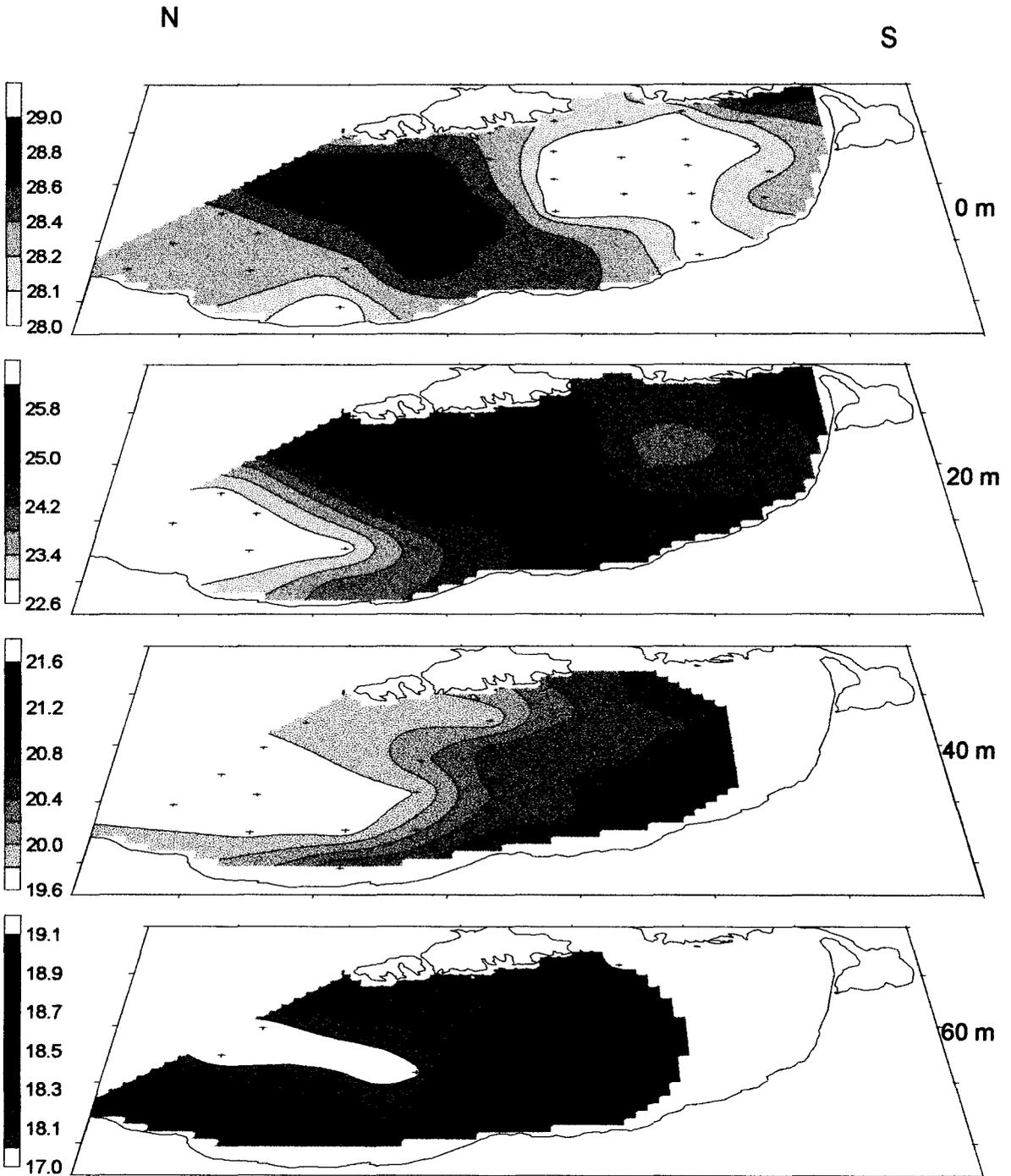


Fig.2.39. Distribución horizontal de temperatura a 0, 20, 40 y 60 m de profundidad en la Bahía de La Paz, del 18-20 de agosto de 1999.

La boca del Golfo de California es una zona de circulación inestable donde ocurren frecuentemente giros de tamaño de mesoescala que pueden incidir en el intercambio de agua con los cuerpos de agua costeros. Es natural plantearse la pregunta de la posibilidad, de que penetran o no las masas de agua del Golfo de California a la bahía, o si el cuerpo de agua de la bahía es más o menos estable y cambia sólo por procesos locales de enfriamiento, calentamiento y mezcla. Es decir, ¿ es posible identificar distintas masas de agua en el interior de la Bahía o se trata solamente de un cuerpo de agua costero? La reflexión anterior obliga al análisis de los diagramas T-S mostrados en la Figura 40.

El diagrama T-S de los perfiles de octubre de 1997 (con capa de mezcla) tiene salinidad casi constante alrededor de 35 ups desde la superficie hasta 130 m de profundidad y un rango de temperaturas entre los 16 y 29 °C (Fig.2.40a). Los perfiles de noviembre de 1998 (con capa de mezcla) tienen salinidad de 34.5 a 35.2 y la temperatura de 10 a 26 °C en la columna de agua de 300 m de profundidad (Fig.2.40b). Para los perfiles de agosto de 1999 (sin capa de mezcla) el diagrama T-S presenta una pequeña pendiente positiva variando la salinidad en el rango de 34.8-35.4 ups y la temperatura en el intervalo de 12-29 °C en los primeros 200 m de profundidad (Fig.2.40c). En la sección A, los diagramas T-S de la Fig.2.40d muestran en la capa superficial y en la profunda una salinidad casi constante alrededor de los 34.8 ups, mientras que en la capa entre los 50 y 80 m de profundidad existe una intrusión intensa de salinidad de 36.5 ups con temperaturas de 21 a 27 °C. Los estrechos rangos de salinidad de los muestres realizados en la Bahía de la Paz sugieren que se trata de un solo cuerpo de agua y el parámetro dominante en la distribución de masa es la temperatura.

La estructura termohalina profunda de la Bahía de La Paz posiblemente se forma bajo un equilibrio anual entre los procesos atmosféricos y la interacción del agua con la región adyacente del mar abierto. En verano el impacto atmosférico local provoca una estratificación intensa desde superficie con gradientes verticales de temperatura hasta 0.3 °C/m y un aumento de la salinidad hasta 0.4 ups (por la intensa evaporación). En otoño la intensa mezcla vertical (forzada por el viento) forma la capa superficial de mezcla hasta los 50 m.

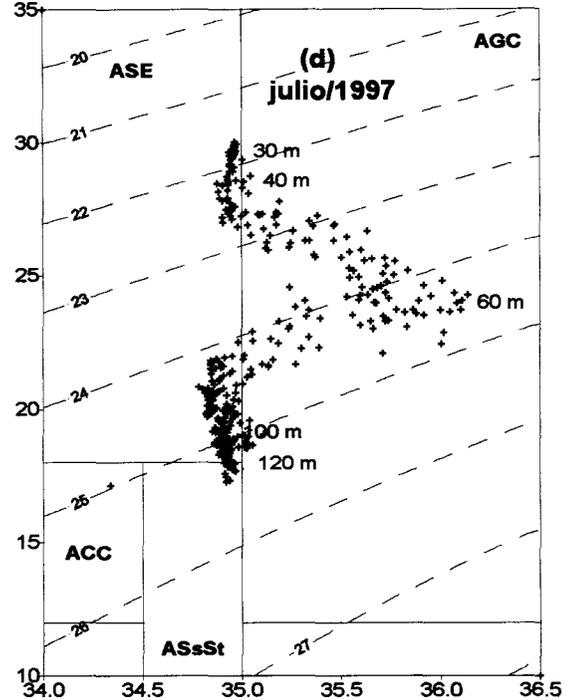
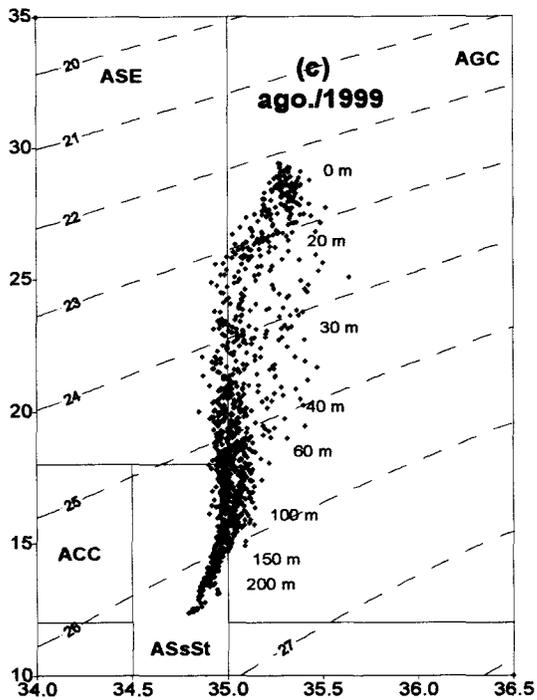
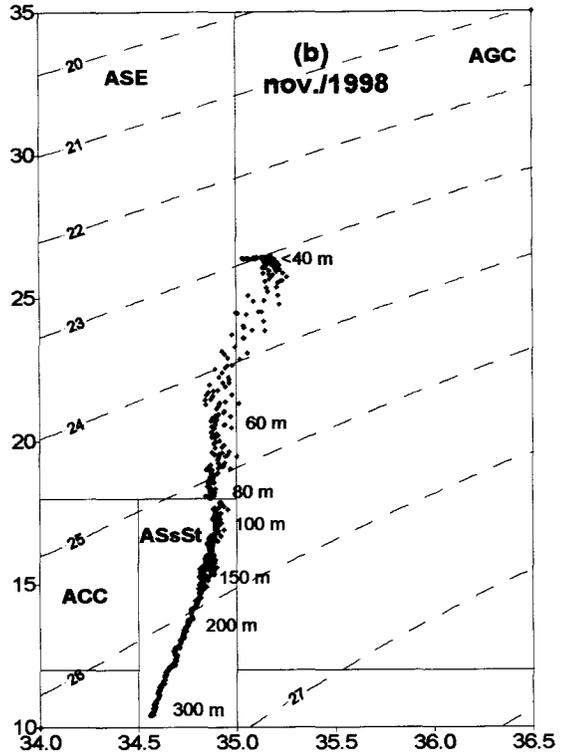
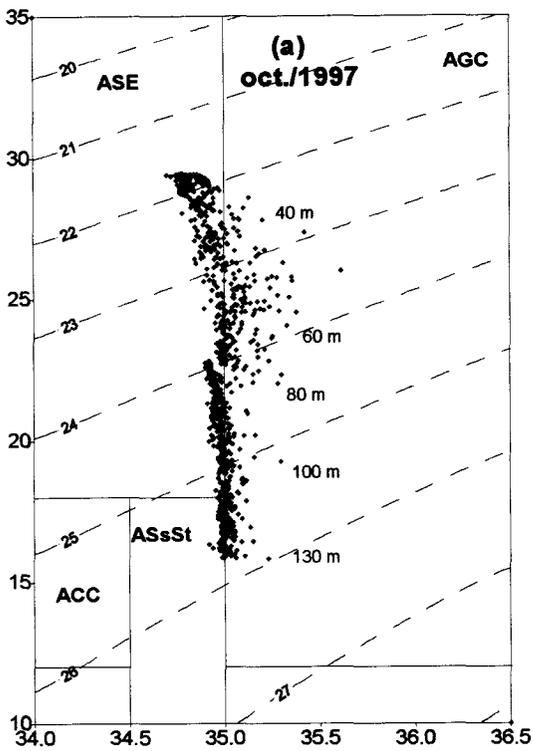


Fig.2.40. Diagramas TS en la Bahía de La Paz: a) octubre de 1997, b) noviembre de 1998, c) agosto de 1999 y d) zona externa de la Bahía, líneas A y B, julio de 1997.

La falta de homogeneidad en el calentamiento, la evaporación y la intrusión de agua a través de las bocas originan la distribución de masa y como resultado se tiene una la capa de agua menos densa (60 m de gruesa) que está al centro de la bahía. La estructura termohalina provoca las corrientes del gradiente de densidad que compensan las inclinaciones de las isopícnas, sugiriendo la existencia de un giro estable anticiclónico en la bahía.

Para profundidades mayores de 150 m no se registraron variaciones temporales significativas de los parámetros termohalinos que estuviesen relacionados con los de la capa superficial. El cuerpo de agua profundo tiene su inercia termohalina y se forma bajo influencia de las aguas adyacentes del mar abierto, sin tener las características T-S del Agua del Golfo de California. La formación del agua de la bahía se debe a la mezcla local profunda durante el invierno y por la influencia de las Aguas Subsuperficiales Subtropicales que entran al Golfo de California a través de la boca y son de menor salinidad que las del Golfo de California.

CAPÍTULO 3. EXPERIMENTACIÓN LAGRANGEANA SOBRE TRANSPORTE ADVECTIVO Y DIFUSIÓN TURBULENTA

3.1. Introducción

Desde que se desarrollaron las técnicas de trazadores con colorantes, se han llevado a cabo muchos estudios sobre difusión en mar abierto y en la zona costera, liberando el colorante de manera instantánea formando manchas o en forma continua generando plumas (Bowden, 1972). En experimentos con manchas, el promedio de la velocidad con que éstas se desplazan será la advección y el crecimiento de la mancha es equivalente a la dispersión por movimientos turbulentos (proceso llamado "difusión turbulenta") que deforman la pluma o la mancha. Inicialmente la dispersión del colorante al ser liberado es tridimensional por a los pequeños remolinos turbulentos (difusión isotrópica), pero después de un tiempo relativamente corto se observa que la mezcla vertical es débil comparada con la horizontal (debido a la estratificación vertical de la columna de agua).

Las manchas y plumas de colorantes generadas para simular la dispersión de algún contaminante o material de interés, éstas son registradas con fluorímetros a diferentes profundidades en forma simultánea midiéndose las concentraciones del colorante a diferentes intervalos de tiempo (método usado por Morales, 1994). La mezcla horizontal se define a partir del registro de concentraciones determinándose como parámetro invariante a la varianza bidimensional de la mancha ($\sigma^2 = 2\sigma_x\sigma_y$) a lo largo de los ejes de coordenadas (x, y). Un método alternativo es el de la fotografía aérea, permitiendo establecer relaciones estadísticas entre la varianza de la mancha y el tiempo de difusión t a través de la ley de potencia $\sigma^2 = at^m$. Las observaciones también son interpretadas en términos de los coeficientes de difusión turbulenta horizontal K_x y K_y (dependen de los fenómenos ambientales en la escala temporal y espacial), que dependen de la velocidad de difusión B , como en las funciones de distribución dadas por Joseph y Sendner (1958). La difusión horizontal de remolinos también es representada por

una ley de potencia mediante la expresión $K = \frac{1}{2} m a t^{m-1}$ (Elliott y Hurford, 1989)

Con las dos ecuaciones anteriores, se deduce la relación entre la varianza horizontal de la mancha y la difusión horizontal de la misma mediante la relación

$$K = \frac{1}{2} \frac{d\sigma^2}{dt} \quad \text{Richardson (1926) (según Okubo, 1972, página 5).}$$

La dependencia del

parámetro de difusión turbulenta K con el tiempo de difusión t , la escala espacial

ℓ y el parámetro m , establecen los modelos siguientes:

Modelo de difusión:	m	difusión temporal	difusión espacial (ℓ)
- Fick	1	$K, \text{ constante}$	$K, \text{ constante}$
- Difusión lineal	2	$K \propto t$	$K \propto B \ell \text{ (} B, \text{vel. dif.)}$
- Subrango Inercial	3	$K \propto t^2$	$K \propto \varepsilon^{1/3} \ell^{2/3}$

3.1.1. Dispersión absoluta y relativa

Una de las características de las plumas de colorante es la variabilidad de la distribución transversal, determinada por repetidos muestreos que cruzan la pluma a una distancia constante de la fuente. Csanady (1970) describió la variación que ocurre entre uno y otro cruce sobre la pluma y sobre los movimientos ondulatorios hacia atrás y adelante de la pluma. El desplazamiento irregular de la línea del centro de masa respecto del eje horizontal (x) de la pluma es usualmente conocido como meandros, los remolinos (eddies) pequeños contribuyen a la dispersión mientras que los grandes da origen a los meandros en las plumas del colorante (Morales, 1994). Las propiedades promedio de las plumas son descritas con la difusión absoluta y la dispersión de la pluma con respecto de su centro de gravedad es nombrada difusión relativa. Por consiguiente, la difusión absoluta comprende la difusión relativa y la de meandros. La difusión absoluta tiene una distribución promedio varias veces más amplia que la difusión relativa, porque esta última se refiere a su centro de masa. Las concentraciones experimentales de manchas y plumas, casi siempre tienen distribución gaussiana. ésta es una hipótesis básica de todas las teorías de difusión. Las soluciones analíticas de la Ecuación de Advección Difusión (EAD) son representadas como funciones de distribución gaussiana con distintos parámetros, según las condiciones

ambientales propuestas por diferentes autores (Tabla 1.3.). Las distribuciones de colorante de manchas y plumas tienen forma casi gaussiana. La Fig. 1.6a representa las concentraciones del muestreo transversal de una pluma a cuatro profundidades con distribución casi Gaussiana y la Fig.1.6b representa las funciones teóricas de distribución gaussiana.

3.2. Procesos de mezcla

El proceso de mezcla (advección y difusión) en el océano es el resultado de la interacción de diferentes fenómenos físicos que participan en forma aislada y conjunta. El intervalo de escala espacial fluctúa desde el nivel molecular hasta el tamaño de la cuenca. El intervalo temporal comprende desde fracciones de segundo hasta decenas de años (Tabla 1.2). Entre los fenómenos más estudiados que causan la mezcla por mecanismos lineales y turbulentos se encuentra la acción de la marea, del oleaje, del viento y la circulación de Langmuir.

3.2.1. Mezcla por mareas

Es evidente, que gran parte de la mezcla en el mar es dada por remolinos de mareas que son característicos de aguas someras. Shield (1991) consideró que los efectos de mezcla por marea pudieran desempeñar un papel importante en los procesos de mezcla; por consiguiente, realizó investigaciones sistemáticas de remolinos de mareas bidimensionales en el Mar del Norte. Sus investigaciones se basaron en la hipótesis de Taylor (1935) (según Hinze, 1959, página 40-42) que hace posible interpretar las fluctuaciones de velocidad medida como una función del tiempo en un punto particular en términos de su escala espacial. La sustentación de ésta hipótesis se encuentra en la existencia de un campo promedio de velocidades el cual transporta celdas turbulentas (remolinos) haciéndolas pasar por los puntos de medición de tal manera que la escala espacial será observada como la escala temporal correspondiente ($\frac{\hat{c}}{\hat{c}t} = -\bar{U} \frac{\hat{c}}{\hat{c}x}$).

Por consiguiente es necesario interpretar las fluctuaciones de velocidades, como una función del tiempo en un punto particular, en términos de su escala espacial.

En aguas someras se mantiene un intenso campo turbulento por fuertes corrientes de marea. Los mares someros con corrientes fuertes de marea son caracterizados por números de Reynolds grandes, en estas áreas la energía puede ser directamente suministrada a escalas pequeñas por la fricción del fondo, generando remolinos de marea. Veth y Zimmerman (1981) investigaron la turbulencia de mareas en el Mar del Norte y obtuvieron evidencia sobre turbulencia bidimensional en las corrientes de mareas. Se determinó la presencia de remolinos (eddies) con longitudes de escala entre 60 y 600 m en aguas de 20 metros de profundidad. Las dimensiones de los remolinos fueron grandes, comparadas con la profundidad del agua, por lo que son considerados como remolinos bidimensionales; además existen una serie de remolinos de diferente tamaño como producto de otros fenómenos de menor escala (Fig. 3.1).

3.2.2. Mezcla por viento

El viento tiene fuerte influencia sobre la superficie del mar transfiriendo parte de su energía al ambiente marino, no solamente es la fuerza principal que genera la circulación por deriva del viento, ya que también parte de ésta energía es empleada para mezclar la capa superficial del mar. La mezcla se lleva principalmente por el gradiente vertical de velocidades y por el rompimiento de las olas. El esfuerzo del viento al actuar en la superficie marina modifica la distribución del cizallamiento superficial y vertical en el mar, además produce una corriente de deriva. Empíricamente se ha encontrado que la corriente superficial U_0 generada por el viento es proporcional a la velocidad del viento, valores típicos de dicha proporción consideran que U_0 es alrededor de 3 % de la velocidad del viento. Así la variabilidad espacial y temporal del campo de viento induce gradientes de corrientes verticales y horizontales en la superficie, que influyen significativamente en los procesos de mezcla. La teoría de formación de corrientes de deriva de viento fue desarrollada primeramente por Ekman (1905) (según Jenkins, 1987, página 513) resultando la famosa “espiral de Ekman”.

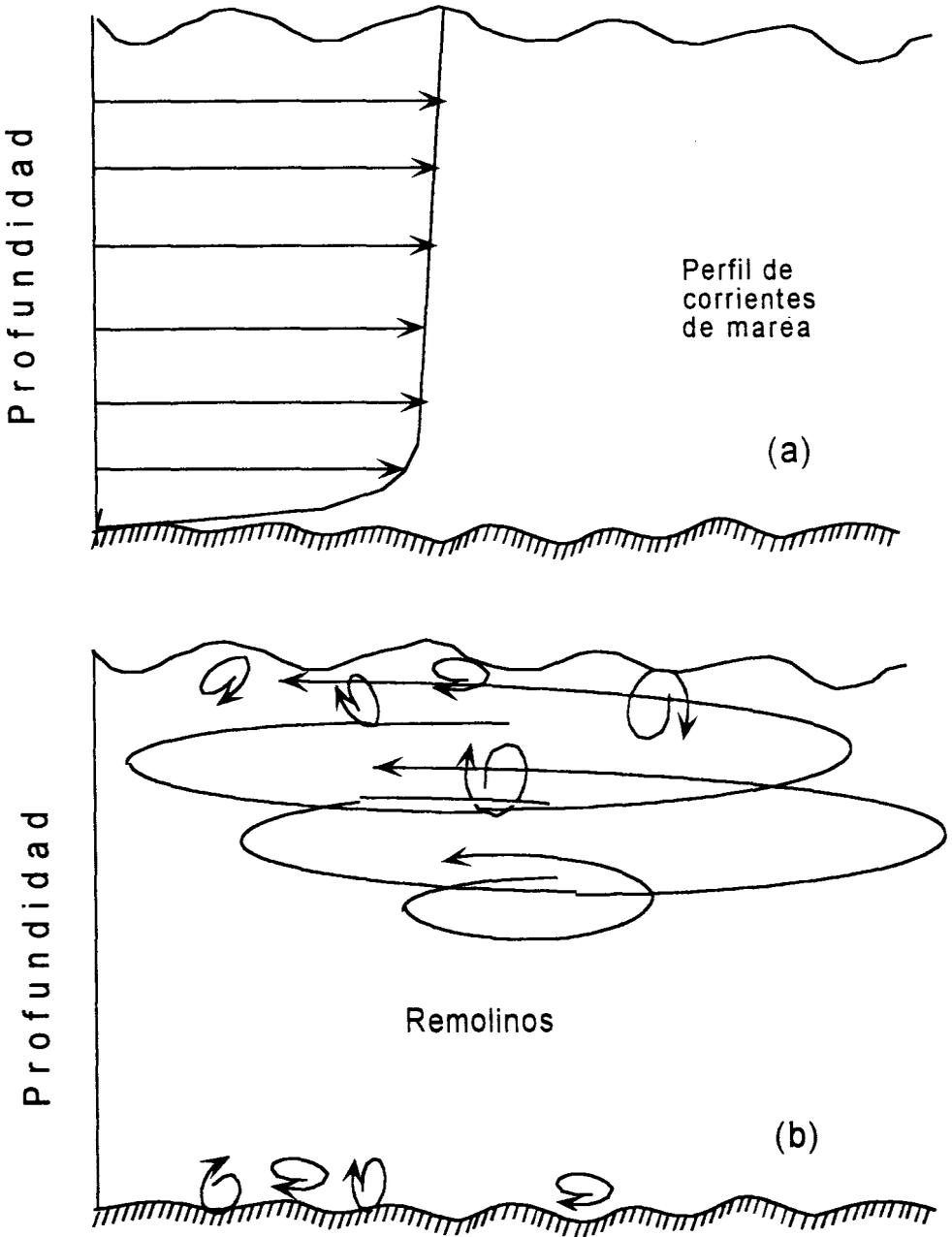


Fig.3.1. a) Perfil ideal de corrientes de marea.
b) Remolinos de diferente escala generados por:
viento, oleaje, fricción y corrientes residuales.

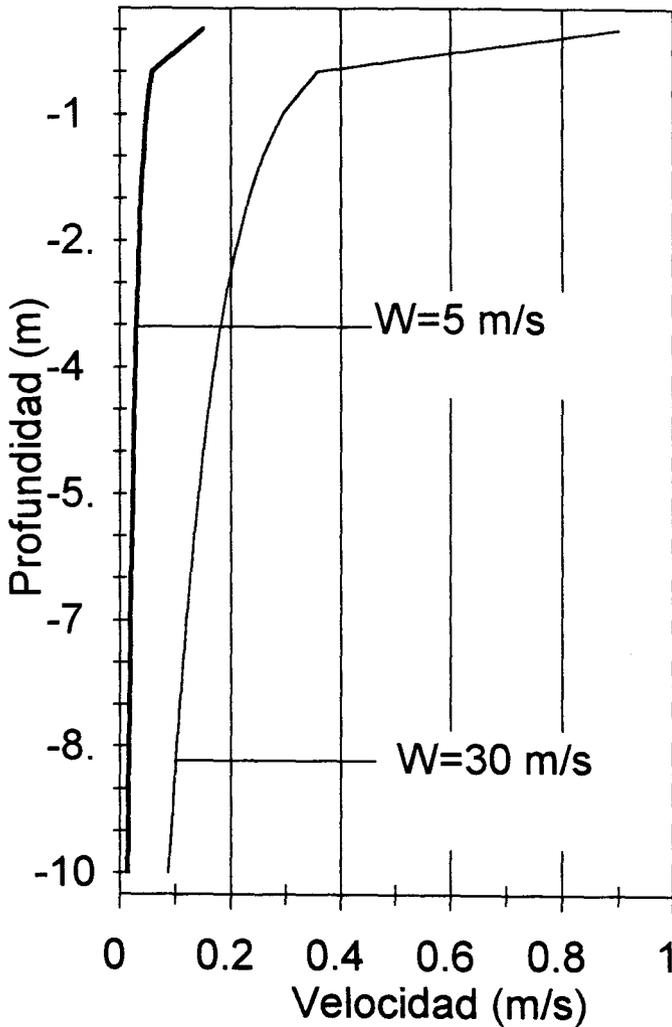
Otra manera de formalizar la distribución vertical de corrientes de deriva de viento es a través del perfil logarítmico. Las investigaciones de laboratorio han mostrado que desde la superficie hasta una profundidad próxima a ésta existe una capa superficial de grosor Z_0 (Wu, 1975), la cual se mueve como una tabla en la superficie marina con velocidad constante U_0 , en la dirección del viento. El grosor de esta capa aún no ha sido definido ya que éste depende de las condiciones ambientales, pero se cree que es muy delgada. A partir de la profundidad Z_0 (grosor de la capa de agua con velocidad constante U_0) la distribución vertical de velocidades tiene gradiente intenso en los primeros metros de profundidad. La forma logarítmica (Fig.3.2) más simple de representar el transporte de deriva del viento es

$$U_z = U_0 - \frac{U^*}{\kappa} \text{Log}(z / z_0),$$

donde U_0 es la velocidad constante de la capa superficial de grosor z_0 , U^* es la velocidad de fricción del aire sobre la superficie marina y κ es un parámetro adimensional que depende de las condiciones ambientales (Phillips, 1977).

Se puede observar que la acción del viento es un parámetro importante en el esparcimiento y dispersión del colorante. Su efecto ha sido claramente observado en diferentes experimentos con colorantes (Ichiye 1967; Katz et al., 1965; Okubo, 1970). En muchos casos la mancha del colorante se alarga en la dirección del viento, debido a la acción combinada del gradiente vertical de corrientes y la difusión vertical.

Dicho proceso es conocido como difusión cortante vertical K_z . Dicho proceso se da en toda la columna de agua donde existen gradientes verticales de corrientes. La Tabla 3.1 resume cálculos de la difusión turbulenta vertical en diferentes mares y océanos (Okubo y Pritchard, 1969).



Modelo Logarítmico

$$U_z = U_0 - \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right)$$

Para velocidad del viento:

$$W_{10} = 5 \text{ m/s}; W_{10} = 30 \text{ m/s}$$

$$u^* = 0.0012W_{10}$$

$$U_0 = 0.03W_{10}$$

$$k = 0.4$$

$$Z_0 = 0.0015 \text{ m}$$

Fig.3.2 Perfiles logarítmicos de corrientes de deriva de viento para algunos parámetros ambientales establecidos.

Frente a Cabo Kennedy	0 – 20	1 – 19
Océano Atlán. Del Sur.	400 – 1400	5 – 10
Océano Artico	200 – 400	20 – 50
Mar del Caribe	500 – 700	2.8
Océano Pacífico	1000 – 4000	1.3
Océano Atlántico Del Sur	3000 – fondo	4
Trincheras de Filipina	5000 - 9788	2.0 – 3.2
Atlán. Occ. 50° S-10° N	Cerca del fondo	7 – 50
Océano Atlántico Del Norte Océano Indico y Pacífico	Cerca del fondo	4 – 30
Laguna Bikini	0 – 50	260
Estuario Mersey y Mar Irlandes	0 – 20	2 – 40
Mar Báltico	Termoclina	0.4 – 0.15
Estuario del Río James	0 – 7.5	0.5 – 6.5
Mar Caspio	0 – 100	1 – 3

La tabla anterior, puede resumirse en unos cuantos valores característicos de la columna de agua en el océano:

$K_z = 10 \approx 100 \text{ cm}^2 / \text{s}$, en la capa superior de mezcla,

$K_z = 0.01 \approx 1 \text{ cm}^2 / \text{s}$, en termoclinas intensas.

$K_z = 0.1 \approx 10 \text{ cm}^2 / \text{s}$, en la capa profunda,

$K_z = 1 \approx 10 \text{ cm}^2 / \text{s}$, cerca del fondo,

$K_z = 1 \approx 10 \text{ cm}^2 / \text{s}$, en estuarios parcialmente mezclados.

Estos valores son sugeridos con base en la información previa y pueden ser usados en problemas prácticos, seleccionando muy cuidadosamente el valor que va a ser usado, considerando los factores físicos relevantes en el área de interés.

3.2.3. Mezcla por oleaje

El viento sobre la superficie del mar no sólo induce corrientes de deriva, ya que del momentum que transfiere el viento al mar, parte de éste genera corrientes de deriva y la otra genera olas superficiales. Las olas superficiales son uno de los movimientos más energéticos en la capa superficial del océano. Por otra parte Kenyon (1969) encontró que bajo un estado agitado del mar las órbitas de las partículas de agua no son cerradas al pasar la ola, debido a que las partículas de agua en la superficie sufren un pequeño desplazamiento en la dirección en que se propaga la ola. A este proceso se le conoce como deriva de Stokes (transporte de segundo orden). El oleaje contribuye, de forma sustancial, al transporte total de masa en la capa superficial. Una forma práctica de calcular el transporte de Stokes es dada por Wu (1983) a través de las características promedio del oleaje gravitacional dominante, mediante la relación

$$U_s = a^2 \omega \kappa \exp(-2\kappa z).$$

donde las propiedades promedio de la ola son a (la amplitud de la ola), ω (la frecuencia de la ola), κ (el número de onda) y z (la profundidad). La deriva de Stokes depende de las características del oleaje dominante: las corrientes superficiales causadas por la acción del oleaje son un parámetro importante en La dispersión y transporte del contaminante.

el rompimiento del oleaje, usadas como una medida de turbulencia. Meerburg (1972) determinó la dispersión lateral bajo condiciones ambientales diferentes en el Mar del Norte, sus estimaciones de difusión lateral mostraron una correlación clara con la velocidad del viento. Además señaló otros efectos relevantes de la influencia del oleaje sobre la dispersión del colorante. Morales et al. (1997) con datos experimentales de concentraciones en plumas de colorante en el Mar del Norte investigaron la dependencia de la difusión turbulenta transversal y vertical con las condiciones ambientales del viento y de corrientes de marea por medio de correlación múltiple, estableciendo los modelos correspondientes que sólo explican el 50 % de la varianza.

Por consiguiente, en la difusión y dispersión del colorante o cualquier otro contaminante debe considerarse la acción del oleaje, el perfil de deriva llamado transporte de Stoke (Fig.3.3a) que consiste principalmente en dos tipos de oleaje.

El primer tipo de oleaje es el oleaje de tipo "Stokes" que se caracteriza por ser un oleaje con gran suavidad

$$\left(\frac{a}{\lambda} = \frac{\text{amplitud}}{\text{long. de ola}} \right),$$

que por la acción del viento rompe generando olas de copete blanco (whitecap), porque una pequeña parte " ξ " de la cresta de ola es arrancada por el viento generando espuma blanca y dispersándola sobre lo que queda de la

cresta de ola de ancho “b” para que un tiempo después el esquema se restituya y vuelva a romper; la masa y momentum del rompimiento es transferida a la superficie marina causando un pequeño impulso en la dirección en que rompe la ola (Fig.3.3b). El segundo tipo de oleaje es el que al aproximarse a la costa con pendiente pronunciada, la cresta crece considerablemente y por la fricción del fondo el agua en la base de la ola es de menor velocidad que el de la cresta, adelantándose la cresta se dobla hacia delante de tal manera que al romper inyecta masa y momentum a la superficie marina. Este tipo de oleaje es llamado plunging (Fig3.3c). El conjunto de procesos ya descritos del oleaje más el efecto no cerrado de las órbitas de oleaje regular contribuyen al proceso de mezcla. Los cálculos del transporte de masa y transferencia de momentum comienzan con una estimación de una parte de la amplitud de ola que se pierde durante el rompimiento (Huang, 1986). En un tiempo posterior (relativamente corto), el oleaje se restablece debido a la acción continua del viento, hasta que ocurre el siguiente rompimiento.

El oleaje también provoca transporte advectivo en la zona costera, como lo son las corrientes paralelas a la costa (corrientes litorales). Al aproximarse el oleaje a la costa es refractado y reflejado por la topografía, absorbiendo la playa parte de la energía de oleaje y la otra es reflejada. En cualquier caso, se generan procesos turbulentos que mueven sedimentos y otros materiales (Sleath, 1995).

3.2.4. Mezcla por Circulación de Langmuir

Otro mecanismo que causa la mezcla cerca de la superficie marina es una estructura organizada de celdas de corrientes como la conocida Circulación de Langmuir (CL). Esta circulación ha sido claramente identificada en aguas costeras y parece que juega un papel importante en el proceso vertical de mezcla. La distribución de la espuma en la superficie frecuentemente muestra filamentos alargados con espaciamiento regular bajo la influencia del viento (Ichiye, 1967), con dirección casi paralela a la del viento y sus rangos de espaciamiento se encuentran desde decenas a centenas de metros.

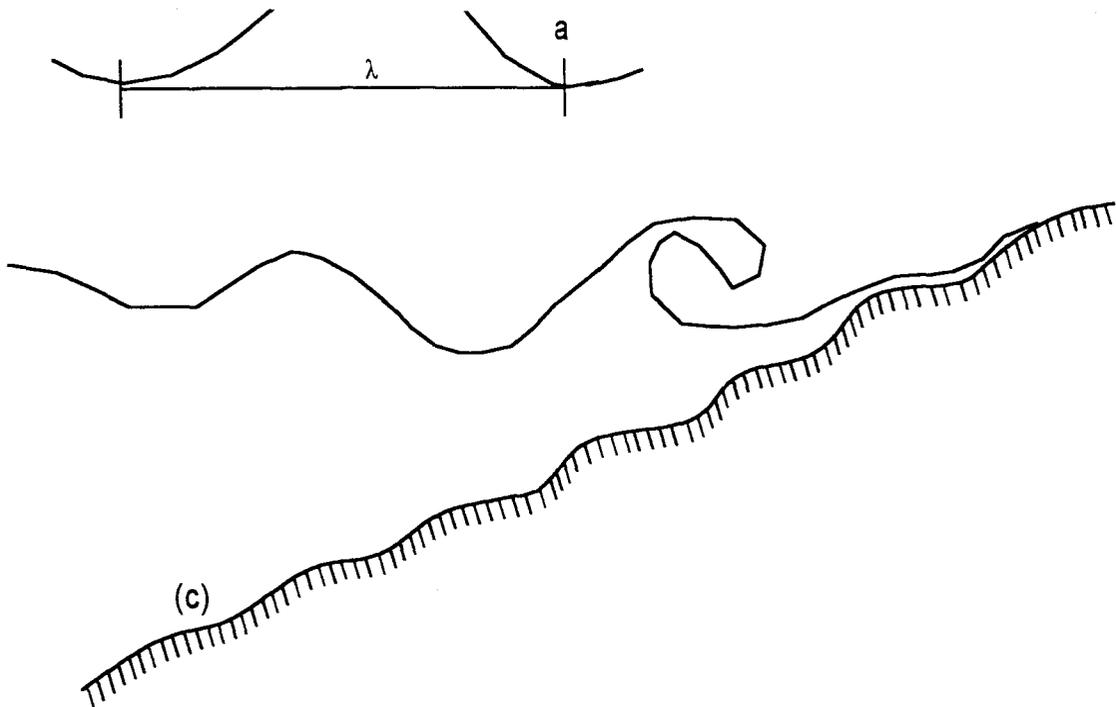


Fig.3.3. Esquemas de: a) corrientes de deriva de viento (transporte de Stok), b) transporte por el rompimiento de olas por viento, llamadas olas de copete blanco (Spillin) y c) transporte por el rompimiento de las olas en la costa con pendiente grande (plunging).

Estos filamentos son asociados con la CL, que consiste en una serie de celdas con vórtices rectangulares de signo alternante en su rotación y eje horizontal casi paralelos a la dirección del viento.

Dicho esquema de circulación fue primeramente estudiado por Langmuir (1938) y puede ser observado en lagunas costeras donde (cuando existe pasto o espuma marina o algún otro trazador en la superficie del agua) el viento sopla persistentemente en una dirección con intensidad mayor de 4 m/s. Las líneas de material en la superficie del agua (paralelas a la dirección del viento), marcan la zona de convergencia entre giros. En muchas situaciones en el mar puede estar presente la CL y no ser localizada por falta de material visible que sirva de marcador. En aguas someras la distancia entre líneas de la CL es del orden de 2-25 m, en lagos y en el océano de 2-300 m. La distancia entre líneas de convergencia es limitada por la profundidad en zonas someras o por la profundidad de la pycnoclina normalmente. Sin embargo se ha encontrado que a la vez varias escalas de la CL pueden coexistir (Fig. 3.4). Weller y Price (1988) observan velocidades verticales grandes que alcanzan profundidad de algunas centenas de metros. Con tecnología moderna de instrumentos como el sonar se han hecho observaciones de la nube de burbujas subsuperficiales causadas por el rompimiento de olas de viento en aguas profundas que han proporcionado información útil para investigar los procesos de mezcla y tratar de dilucidar la CL (Thorpe, 1984). Las observaciones detalladas de trazadores bajo varias condiciones ambientales aún requieren evaluaciones de los efectos de la CL.

3.3. Aspectos metodológicos de la experimentación

En los experimentos de generación de manchas con colorante fluorescente (rodamina-B, uranina, fluoresceína) se toman las siguientes consideraciones: a) el contraste de color entre el colorante y el agua del mar es importante para que en las fotos se distinga lo más claramente la difusión de la mancha; b) es importante que la solución del colorante se haga con agua del mar en el momento en que se desee generar la mancha.

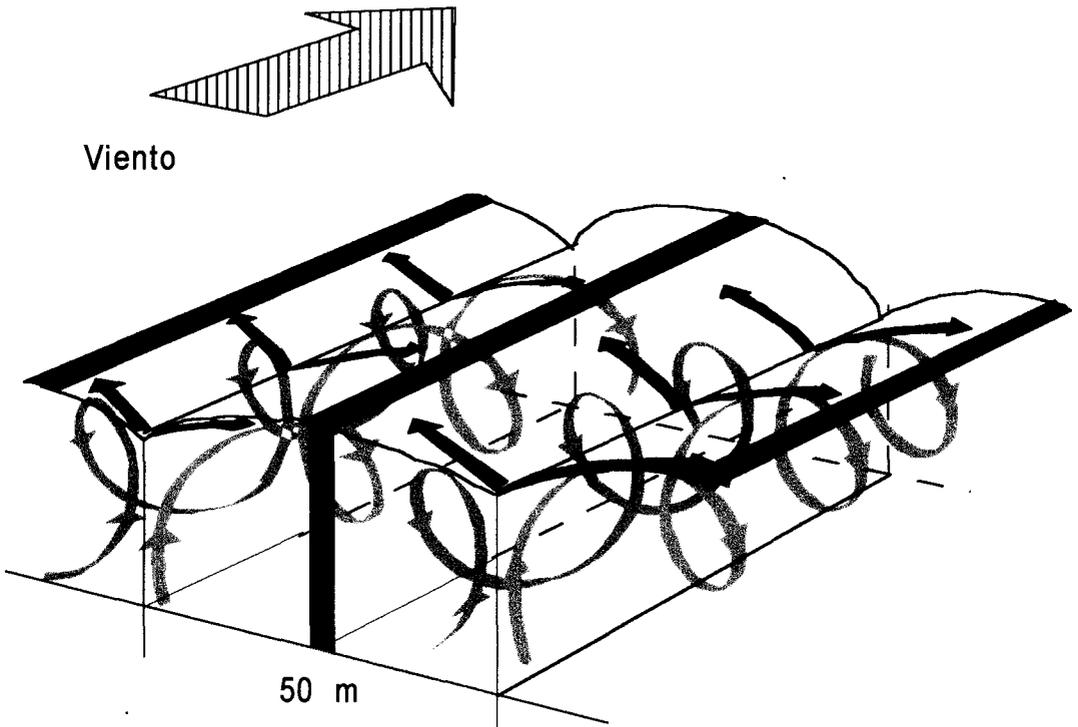


Fig.3.4. Celdas de circulación de Langmuir, las líneas de convergencia y divergencia son paralelas a la dirección del viento. Las partículas circulan en forma helicoidal en la dirección del viento contribuyendo al proceso vertical de mezcla.

Lo que garantiza que la solución sea de densidad neutra y no se hunda; c) para generar la mancha, la solución del colorante es depositada en una bolsa de plástico en el mar y con mucho cuidado se rompe o abre la bolsa, para después retirarla con cuidado, sin impulso; d) los experimentos se realizan cuando el sol se encuentra cerca del zenit, para que la calidad de iluminación sea casi siempre la misma.

En el caso de registros de la mancha por fotografía aérea. cada experimento consiste en la generación de manchas casi simultáneamente de la manera siguiente: en el área de interés y a bordo de pequeñas embarcaciones, cada mancha es liberada al momento en que la avioneta estaba próxima a la lancha que la generaría y así poder captar en la foto el inicio de cada mancha. Una vez generadas las manchas, éstas inician su crecimiento y desde la avioneta se continúa registrando su evolución mediante la toma fotográfica de cada mancha en forma regular. Al inicio del experimento, el vuelo de la avioneta es bajo (50-60 m de altura), conforme la mancha crece, la avioneta vuela más alto para tomar la fotografía completa de la mancha. En la avioneta se registran los datos de altura y tiempo de la foto para cada mancha. Mientras que en la lancha se registraba el tiempo en que pasaba la avioneta sobre la mancha. la dirección e intensidad del viento y la posición de la lancha cada 15 minutos y así poder conocer la trayectoria de la mancha.

3.3.1. Liberación instantánea del colorante

En las últimas cinco décadas se ha llevado a cabo una gran variedad de experimentos con liberación instantánea de colorante en las zonas costeras, cubriendo un amplio rango de escalas temporales y espaciales con el fin de investigar los procesos de mezcla. Las fotografías de los experimentos, el seguimiento y el muestreo de la concentración del colorante registrados. revelan los diferentes mecanismos que participan en el proceso de mezclado. Las principales características observadas en las manchas fueron la elongación, curvatura, fragmentación y estratificación.

Por ejemplo, la fotografía en la Figura 3.5 tomada frente a las Costas de Cabo

Kennedy en el Océano Atlántico (1:27 h después de liberada la mancha) mide aproximadamente 990 m de longitud y 80 m de ancho. La embarcación tiene longitud de 36 m, en el margen superior se observa una estela de humo, paralela a la dirección noroccidental en que sopla el viento. La curvatura de la mancha muestra el efecto que sobre la corriente superficial (deriva del viento) causa el efecto de Coriolis (Pritchard, 1969).

Un resumen de resultados experimentales sobre liberación instantánea de colorantes fue dado por Okubo (1971), seleccionando un grupo de datos obtenidos en la superficie del mar en aguas someras. Los datos cubren escalas temporales de mezcla, desde una hora hasta un mes y de escalas espaciales desde 30 m hasta 100 km. Para producir diagramas de difusión, la varianza superficial σ^2 fue graficada contra el tiempo t . Resultados posteriores a los de Okubo (1971: 1974) mostraron que la varianza de la distribución de concentración de colorante de secciones transversales de las manchas puede ser ajustada a la ley de la tercera potencia del tiempo de difusión (Fig. 3.6). El coeficiente de difusión aparente se ajusta a la ley de potencia de 4/3 de la escala longitudinal (tamaño) característica de la mancha (Fig. 3.7), dando validez a la ecuación de Richardson, que establece la relación entre la varianza de la distribución normal de concentración y el coeficiente horizontal de la difusión turbulenta.

También, sobre la base de los resultados experimentales con colorante fluorescente en la zona costera del Mar de Japón Anikiyev y Zaytsev (1985) encontraron que las áreas de las manchas variaron de acuerdo con relación $S=ct^n$, donde los coeficientes $c=0.4$ y $n=2.3$ en promedio son válidos para todos los experimentos. En algunos experimentos el crecimiento de las manchas fue más rápido y su forma alargada está relacionada con la influencia del cizallamiento de la corriente (shear-diffusion).

Futimoto y Tanaka (1968) en la zona costera de Japón y Talbot (1981) en el estuario externo del río Támesis encontraron evidencias de la influencia del flujo de marea sobre el proceso de dispersión del colorante que afecta a los parámetros geométricos de las manchas y produce un aumento importante de mezcla.

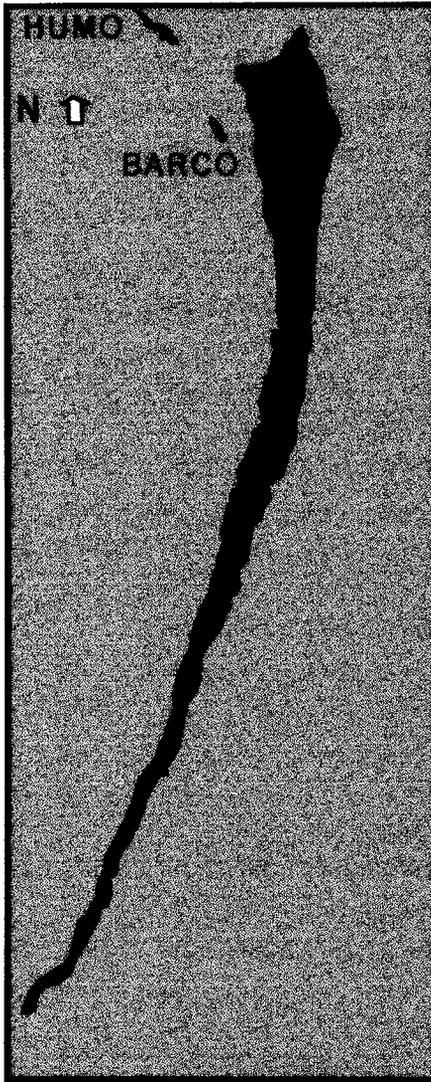


Fig.3.5. Fotografía aérea de una mancha de colorante, 1:25 h después de ser liberada instantáneamente frente a las costas de Cabo Kennedy. Largo de la mancha = 990 m. Escala: Longitud del barco 36 m. (Foto 08-62, Mr. R.W. Linfield, Cheseapeake Bay).

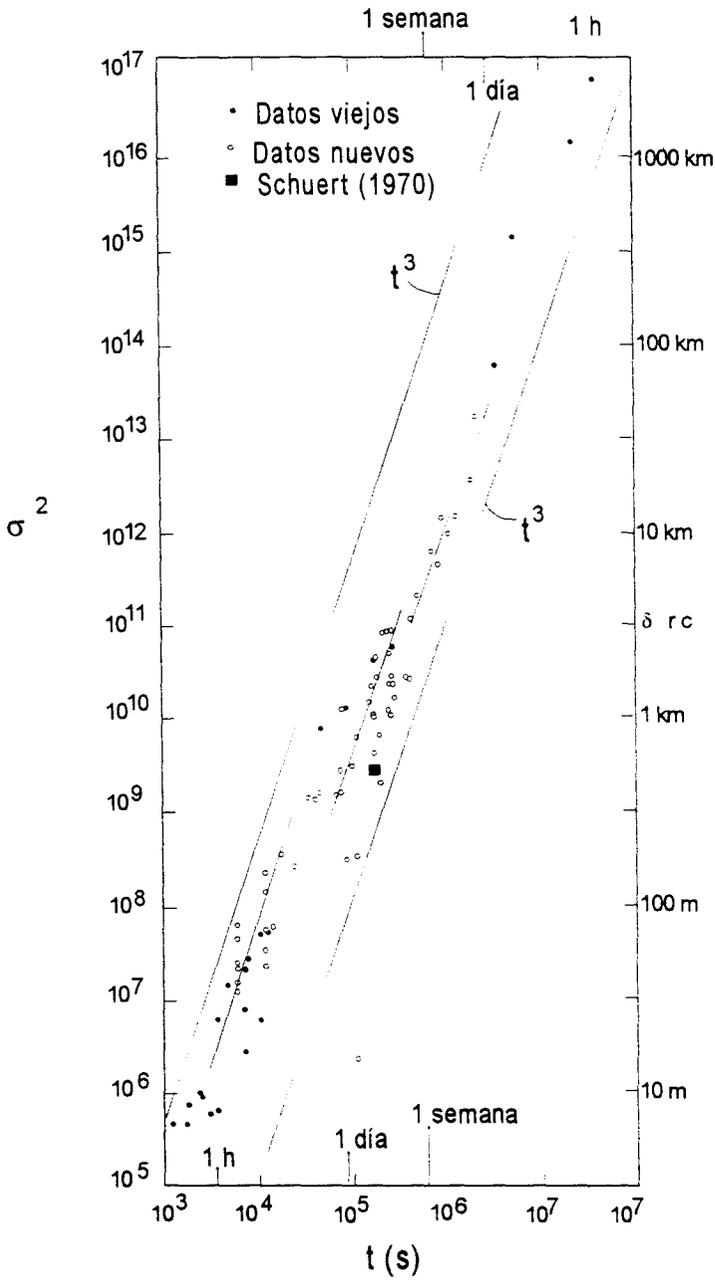


Fig.3.6. Varianza versus tiempo de difusión local ajustada a la ley de la tercera potencia (Okubo, 1971).

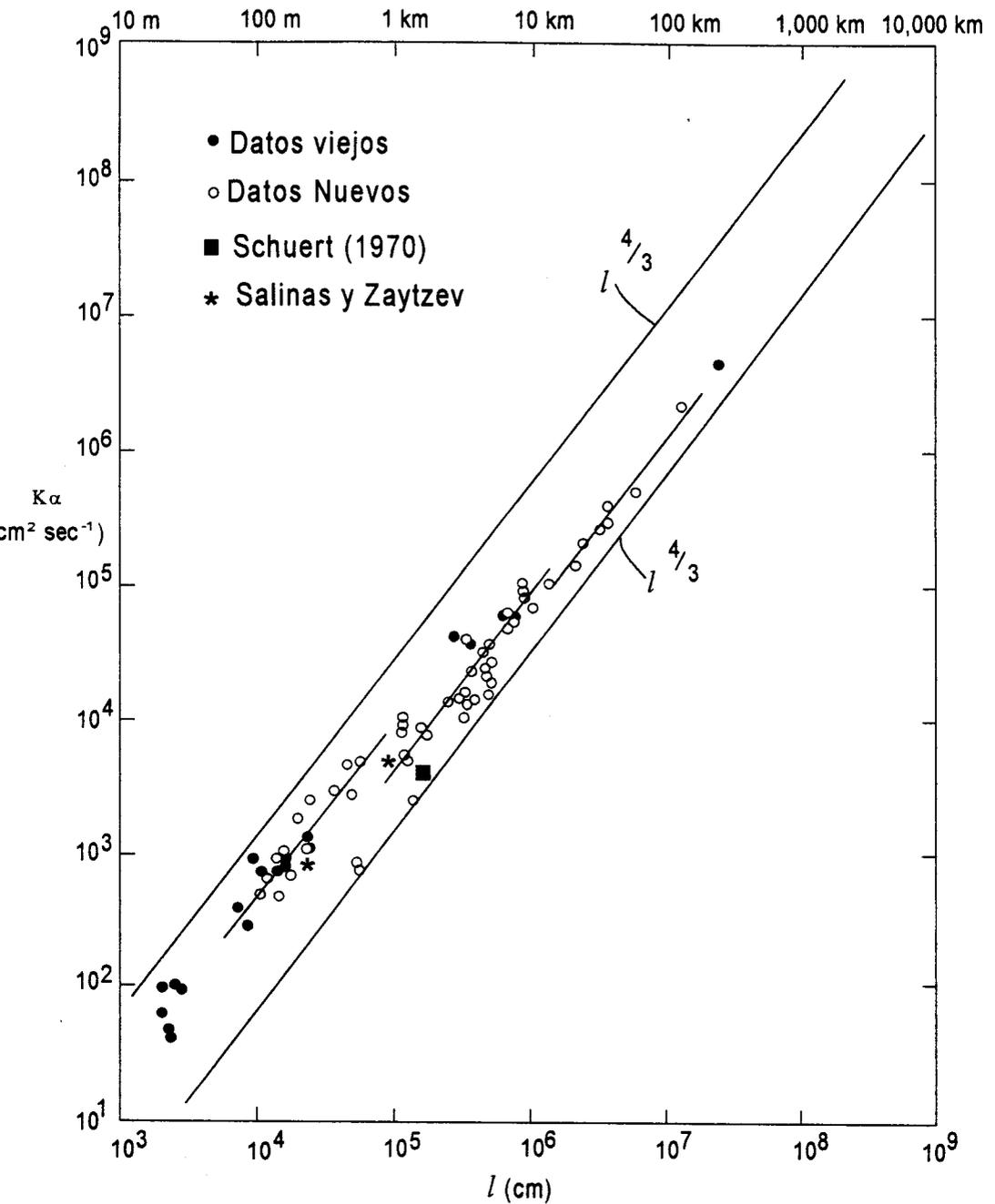


Fig.3.7. Difusión local aparente versus escala longitudinal de remolinos, ajustada a la ley de potencia 4/3. (Okubo, 1971).

3.3.2. Liberación continua de colorante

Las plumas de colorante son generadas en un campo de corrientes por la liberación continua de colorante en un punto fijo de la superficie o a cierta profundidad. La corriente local transporta la mancha alejándola del punto de descarga, mientras que el movimiento turbulento de pequeña escala dispersa el colorante y la turbulencia de mayor escala procede a formar meandros y filamentos de colorante y algunas veces llega a fragmentarla. Se supone que el colorante es dinámicamente pasivo, de tal forma que su presencia no afecta la dinámica del ambiente natural. Un estudio detallado de experimentación, muestreo, análisis estadístico, modelación numérica e interpretación de los resultados de plumas al sur del Mar del Norte es dado por Morales (1994).

Los experimentos con plumas de colorante han sido usados para investigar la dispersión en lagos y mares. Csanady (1970) realizó una serie de experimentos de plumas con colorante en el lago Great, donde midió la concentración del colorante y además se tomaron fotografías aéreas. De los experimentos, se determinó la dependencia del coeficiente de difusión lateral K_y respecto del nivel de turbulencia causado por las condiciones ambientales. Dando una descripción extensa de los factores físicos involucrados en la dispersión de las plumas y de las características relevantes observadas en la dispersión de las mismas fueron meandros causados por el efecto de las corrientes de cizallamiento inducidas por el viento.

3.4. Tratamiento estadístico de los datos experimentales sobre difusión turbulenta

La metodología desarrollada para el tratamiento estadístico de datos experimentales sobre difusión turbulenta obtenidos con fotografía aérea está basada en las teorías de difusión cortante de Carter y Okubo (1965), Okubo y Pritchard (1969) y la teoría de opacidad a través del humo modificada por Gifford (1959) para aplicarla al mar. Una modificación al método de Gifford y aplicado al Mar de Japón fue hecha por Yarosh y Zaytsev (1980). Esta metodología requiere del conocimiento de los parámetros geométricos de las manchas de uranina registrados con fotografía aérea durante los experimentos (área S , longitud l y

ancho d de las manchas) para evaluar los coeficientes de difusión turbulenta K y el de anisotropía α . Ésta última metodología es la usada en el presente trabajo.

Sí se acepta la hipótesis de que la concentración del colorante dentro de la mancha tiene distribución Gaussiana, entonces el coeficiente de difusión turbulenta K está relacionado con la varianza $\sigma^2(t)$ de la misma distribución, bajo la ley de Richardson (1926) (según Okubo, 1972)

$$K(t) = \frac{1}{2} \frac{\partial \sigma^2(t)}{\partial t}. \quad (3.1)$$

En el presente trabajo no es posible usar directamente esta relación ya que no se midieron directamente las concentraciones de la mancha para determinar $\sigma^2(t)$. Pero con la hipótesis de "opacidad a través del humo" es posible relacionar el área de la mancha $S(t)$ (registrada con fotografía aérea) con la varianza $\sigma^2(t)$ de la misma. Esta teoría establece que el radio visible máximo de la mancha se da al tiempo t_0 , en que la concentración del colorante en su perímetro externo alcanza el valor mínimo q_0 , dicho momento queda registrado en la serie de fotografías aéreas tomadas durante el experimento.

En cada fotografía queda registrada la integral vertical del colorante en la columna de agua. La fotografía es el resultado de la luz solar reflejada por los elementos de volumen con colorante después de haber sido atenuada por el agua y aire. Considerando que la concentración de la mancha tiene distribución normal (Okubo, 1962), al usar estos argumentos en los cálculos de la densidad óptica se obtiene una ecuación que comprende el producto de la concentración del colorante $C(x, y)$ y la varianza vertical σ_z^2 , que dependen de los coeficientes de atenuación de la luz.

Asumiendo la hipótesis de distribución Gaussiana del coeficiente de difusión turbulenta K , éste se encuentra relacionado con la varianza $\sigma^2(t)$ mediante la relación (3.1). Para determinar directamente $\sigma^2(t)$ es necesario medir "in-situ" las concentraciones del colorante a diferentes profundidades en forma simultánea con

un fluorímetro en cada nivel. Sin embargo mediante la teoría de Opacidad a Través del Humo existe una relación entre el área de la mancha $S(t)$ y la varianza $\sigma^2(t)$ de la misma y es posible determinar la $\sigma^2(t)$ utilizando las fotografías aéreas.

La densidad óptica P (brillo de la foto) de cada área elemental de la fotografía es proporcional a la intensidad luminosa integrada en la columna de agua. La intensidad luminosa $I(z)$ (energía por unidad de área) de cada elemento de volumen a su respectiva profundidad Z matemáticamente es representada por:

$$I(z) = I_0 + c_1 E(z) \quad (3.2)$$

I_0 es el brillo natural de agua marina sin colorante;

c_1 es un coeficiente de proporcionalidad;

$E(z) = E_0 \exp(-\eta z)$ es la intensidad luminosa del sol a la profundidad z ;

E_0 es la intensidad luminosa del sol en la superficie del mar;

η es el coeficiente de atenuación luminosa en el mar con colorante en la banda ultravioleta.

La densidad óptica (P) de la fotografía de la mancha es determinada:

$$P = \int_0^{\infty} [c_1 E_0 \exp(-\eta z) + I_0] q(x, y, z) \exp(-\eta_1 z) dz \quad (3.3)$$

donde $q(x, y, z)$ representa la concentración del colorante fluorescente de la mancha, η y η_1 representan los coeficientes de atenuación del rayo de luz reflejado (impresos en la fotografía) para el agua con y sin colorante en la banda visible del colorante (alrededor de los 490 nm para uranina).

Okubo (1962) establece que la concentración de la mancha tiene distribución normal (ley de Gauss):

$$q(x, y, z) = \frac{2Q_0}{\sqrt{(2\pi)^3 \sigma_x \sigma_y \sigma_z}} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_x^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{z^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad (3.4)$$

Sustituyendo la ecuación (3.4) en la (3.3) se tiene:

$$P = \frac{2Q_0}{\sqrt{(2\pi)^3 \sigma_x \sigma_y \sigma_z}} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_x^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \int_0^{\infty} (c_1 E_0 e^{-\eta z} + I_0) e^{-\left(\frac{z^2}{2\sigma_z^2} + \eta_1 z\right)} dz \quad (3.5)$$

Después de realizar la integración, la densidad óptica se representa como:

$$P = c(x, y) \exp\left(-\frac{\eta_1 \sigma_z^2}{2}\right) \left[E_0 c_1 \exp\left(-\frac{\eta^2 \sigma_z^2}{2}\right) \operatorname{erf}\left\{ \frac{(\eta + \eta_1) \sigma_z}{\sqrt{2}} + I_0 \operatorname{erf}\left(\frac{\eta_1 \sigma_z}{\sqrt{2}}\right) \right\} \right] \quad (3.6)$$

donde $C(x, y)$ es la distribución de Gauss en el plano x, y , (erf) es la integral de probabilidad (Korn y Korn, 1968).

Es difícil usar la expresión (3.6) en forma directa, pero en ella se observa que contiene el término de dispersión vertical σ_z y los parámetros de atenuación de luz η y η_1 que afectan la intensidad luminosa verticalmente integrada en cada elemento de la fotografía de la mancha. Éstos parámetros pueden ser determinados con la fotografía aérea, razón por la cual la expresión (3.6) es reescrita en la forma:

$$P = \varphi c(x, y) = \frac{\varphi Q_0}{\pi \sigma_x \sigma_y} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_x^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right), \quad (3.7)$$

donde $C(x, y)$ es la concentración de la distribución bidimensional verticalmente integrada, φ depende de σ_z (E_0 , η y η_1) y de las condiciones ambientales.

Para excluir la función φ del proceso de tratamiento de los datos, se define objetivamente la frontera de las manchas en las fotografías con el paquete de software "Sigma Scan Pro" con el cual se trataron en forma sistemática todas las imágenes fotográficas del experimento. Con éste método se evitan los errores subjetivos y aleatorios.

Cualquier método de registro tiene su propia sensibilidad mínima, es decir siempre existe un valor mínimo de densidad óptica P_0 , que puede ser registrado y después de dicho valor, la fotografía ya no lo detecta. El valor de P_0 de la cámara está relacionado con las condiciones del medio ambiente durante la realización de los experimentos (altura del sol, estado del mar, nubosidad, distancia entre cámara y mancha y el ángulo en que se toma la fotografía), las características del equipo usado y de algunos errores subjetivos durante el tratamiento. Debido a la sensibilidad mínima P_0 , el área de la mancha en la fotografía tiene un valor máximo S_{\max} al tiempo crítico t_0 con un valor mínimo Q_0 de concentración del colorante que

puede ser registrado, después de este tiempo, el área visible (en la fotografía) comienza a disminuir. Los valores de t_0 y $S_{\text{máx}}$ están directamente relacionadas con P_0 , por lo que al considerar el área máxima se prescinde de P_0 en el tratamiento.

La ecuación bidimensional de la frontera de la mancha registrada con sensibilidad P_0 :

$$P_0 = \frac{Q_0 \varphi}{\pi \sigma_x \sigma_y} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_x^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right). \quad (3.12)$$

El logaritmo de la ecuación (3.12), después de transformaciones algebraicas se tiene:

$$\frac{x^2}{2\sigma_x^2 \ln(A / \pi \sigma_x \sigma_y)} + \frac{y^2}{2\sigma_y^2 \ln(A / \pi \sigma_x \sigma_y)} = 1, \quad (3.13)$$

donde $A = Q_0 \varphi / P_0$.

La ecuación (3.13), representa una elipse con ejes

$$l = \sqrt{2} \sigma_x \sqrt{\ln(A / \pi \sigma_x \sigma_y)}, \quad d = \sqrt{2} \sigma_y \sqrt{\ln(A / \pi \sigma_x \sigma_y)}. \quad (3.14)$$

La mayoría de las manchas en los experimentos, resultaron tener la forma aproximada de una elipse. Ésto permite representar las manchas con la ecuación 3.13, en un ambiente anisotrópico ($\sigma_x \neq \sigma_y$), caso común en el mar, los coeficientes de anisotropía horizontal α y el área efectiva de la mancha S^* son definidos como:

$$\alpha = \frac{l}{d}, \quad S^* = \pi \sigma_x \sigma_y \quad (3.15)$$

El significado de α es evidente, el área efectiva de la mancha S^* es el área bajo la curva de una elipse con distribución gaussiana y semi-ejes σ_x y σ_y . S^* contiene aproximadamente 40% de la masa total del colorante Q_0 . Usando las relaciones (3.15 y 3.14) se obtiene:

$$\sigma_x^2 = \frac{S^* \alpha}{\pi}, \quad \sigma_y^2 = \frac{S^*}{\pi \alpha}, \quad \sigma_x \sigma_y = \frac{S^*}{\pi} \quad (3.16)$$

Sustituyendo los resultados de la ecuación (3.16) en la (3.14), se tiene:

$$l^2 = \frac{2S^* \alpha}{\pi} \ln \frac{A}{S^*}, \quad d^2 = \frac{2S^*}{\pi \alpha} \ln \frac{A}{S^*}, \quad (3.17)$$

y el área de la mancha será $S = \pi l d = 2S^* \ln \frac{A}{S^*}$. (3.18)

Los parámetros l, S y d son definidos a partir de las fotografías de las manchas. Por consiguiente, con las expresiones (3.16) y (3.18) en principio es posible determinar los parámetros σ_x y σ_y .

El problema actual es definir $A = Q_o \varphi / P_o$, que contiene parámetros que no se pueden obtener a partir de las fotografías aéreas. Por lo que se hace uso de la idea siguiente: el área visible de la mancha tiene el valor máximo S_{\max} en el tiempo, que puede ser determinado con la ecuación:

$$\frac{dS}{dt} = \left(2 \ln \frac{A}{S^*} - 2 \right) \frac{dS^*}{dt} = 0, \quad (3.19)$$

De la ecuación anterior se encuentra que $S_{\max} = A/e$ con el cambio de variable $A = S_{\max} e$, donde e es la base del logaritmo natural. Con ésta definición la ecuación (3.18) se transforma en:

$$S = 2S^* \ln \frac{S_{\max} e}{S^*} \quad (3.20)$$

El valor de S_{\max} puede ser determinado con la serie de fotos de cada mancha, y de esta manera quedan excluidas las funciones φ y P_o del análisis. Es importante definir el valor de S_{\max} lo más exactamente posible y con esto aproximar con el ajuste de mínimos cuadrados la serie experimental de fotos de cada mancha $\{S_1(t_1), S_2(t_2), \dots, S_i(t_i), i=1, N\}$ con un polinomio de la forma $S(t) = \sum_{j=0}^M a_j t^j$. En la práctica es suficiente usar el polinomio de segundo orden con el valor de $M=2$. En este caso el método de mínimos cuadrados determina el tiempo t en el que el área de la mancha es máxima, así que:

$$dS/dt = 2a_2 t + a_1 = 0$$

determinando el área máxima de la mancha S_{\max} como:

$$S_{\max} = \frac{4a_2 a_0 - a_1^2}{4a_2}, \quad (3.21)$$

donde a_0 , a_1 , a_2 son los coeficientes del polinomio de segundo grado, que resulta ser una parábola. El valor de S_{\max} obtenido con (3.21) y los valores de $S_i(t_i)$ se sustituyen en la ecuación (3.20) para determinar $S^*(t_i)$, después con (3.16) se determina la varianza σ_x y σ_y y finalmente con la ecuación (3.1) se determina el coeficiente de difusión turbulenta K .

Aún queda un problema técnico por resolver en la ecuación (3.20) que no se puede resolver por métodos analíticos ya que la ecuación es trascendental. Por lo que se propone la transformación siguiente:

$$\xi = \frac{S^*}{S_{\max} e}, \quad \zeta = \frac{S}{2S_{\max} e} \quad (3.22)$$

Con (3.22), se transforma la ecuación (3.20), obteniéndose

$$\zeta = \xi \ln\left(\frac{1}{\xi}\right), \quad (3.23)$$

La última ecuación se resuelve numéricamente para ξ por el método de iteración. Al resultado se le determina la transformación inversa y se obtiene S^* para cada fotografía de la mancha y se puede obtener la función $S^*(t)$. En base de (3.16) podemos determinar las varianzas $\sigma_x^2(t)$ y $\sigma_y^2(t)$. Finalmente con (3.1) se calculan las funciones temporales de los coeficientes horizontales de difusión turbulenta $K_x(t)$ y $K_y(t)$.

En condiciones de difusión turbulenta horizontalmente uniforme e isotrópica es posible simplificar el tratamiento de las fotos y aceptar la forma circular de la mancha (con área equivalente). En este caso la ecuación (3.20) se representa como:

$$r^2(t) = 2\sigma^2(t) \ln \frac{r_{\max}^2 e}{4\sigma^2(t)}, \quad (3.24)$$

donde $r(t)$ es el radio de la mancha circular con el área equivalente $S^*(t)$ que es el área efectiva de la mancha. La ecuación (3.24) se resuelve para $\sigma(t)$, en forma similar a la ecuación (3.20), usando las transformaciones (3.22) y (3.23).

Con éste método se trataron los datos que cumplen con los siguientes requisitos 1) la distribución del colorante dentro de la mancha tiene distribución normal (gaussiana), 2) los experimentos con colorante deben realizarse en condiciones semejantes de luz (alrededor del zenit), porque la intensidad luminosa del sol no cambia mucho.

3.5. Experimentación: resultados y discusión

Las investigaciones lagrangeanas del transporte advectivo y difusión turbulenta en la Ensenada y Bahía de La Paz se realizaron durante tres campañas de muestreo en marzo de 1996, febrero y octubre de 1997.

En marzo de 1996 se llevaron a cabo 14 experimentos en la Ensenada de La Paz. La experimentación consistió en la inyección de 500 gramos de colorante fluorescente (uranina) en solución acuosa en diferentes puntos del interior de La Ensenada de La Paz. La distribución del colorante de cada mancha fue registrada con fotografía y vídeo cámara desde una avioneta "Sessna" durante un periodo de 2-3 horas a intervalos regulares de 15 minutos. Simultáneamente se registró la magnitud y dirección de las corrientes y variaciones del nivel del mar en tres sitios distintos de la Laguna de La Paz. El desplazamiento de cada mancha fue registrado en coordenadas y se midió la intensidad y dirección del viento.

En forma similar al muestreo arriba mencionado se realizaron dos series de experimentos con manchas de uranina en la Bahía de La Paz. La primera se llevó a cabo los días 12 y 13 de febrero de 1997. sembrándose un total 16 manchas con 1 kg de uranina, las primeras 8 manchas se realizaron en la parte sur de la Bahía (área somera) y las otras 8 en la parte profunda, el muestreo de las manchas se hizo en forma análoga al ya descrito anteriormente. La segunda campaña se realizo en octubre de 1997, generándose un total de 8 manchas; las 4 primeras manchas se liberaron en la parte somera de la Bahía, las otras 4 en la parte más profunda. Cada experimento consistió en la inyección de 2 kg de uranina en solución acuosa, particularmente para una estación se registraron perfiles de corrientes con un perfilador acústico ADCP.

El método de registro consiste en una secuencia de fotografías de la mancha

que son tratadas estadísticamente para determinar las características geométricas de la misma, para cada una de las fotos y luego determinar el área, para que finalmente sea calculado el parámetro de difusión turbulenta. Es de notarse que los resultados son registrados bajo el impacto de los procesos de mezcla y dispersión como: el oleaje, el viento, las mareas, la distribución de masa y la circulación ordenada de Langmuir. La Figura 3.8 muestra el esquema de muestreo de las manchas mediante fotografía aérea y el seguimiento de las mismas, la lancha sirve de escala en la fotografía al determinar las características geométricas de la mancha.

3.5.1. Corrientes lagrangeanas y difusión turbulenta en la Ensenada de La Paz

Advección lagrangeana.

Los días 13 y 14 de marzo de 1996 se sembraron siete manchas de uranina cada día en los mismos puntos y se anclaron 3 corrientímetros en el interior de la Ensenada de La Paz. La Figura 3.9 muestra la localización donde se realizaron los 7 experimentos con uranina. El gráfico (a) de la Figura 3.10 muestra las mareas para los días 13 y 14 de marzo de 1996, señalando la hora de inicio y terminación de los experimentos en la Ensenada de La Paz. El gráfico (b) en forma similar señala los tiempos de inicio y finalización de los experimentos con uranina los días 12 y 13 de febrero de 1997 en la Bahía de La Paz.

Con el seguimiento de las manchas de uranina se determinaron las posiciones, velocidades de desplazamiento y dirección de las trayectorias lagrangeanas de las manchas. Para el experimento del 13 de marzo, la Tabla 3.2 resume las posiciones sucesivas que ocuparon las manchas, las velocidades, el desplazamiento, la intensidad y dirección del viento.



Fig.3.8. Esquema de experimentación con manchas de uranina registradas con fotografía aérea. También se tomaron datos de la altura de vuelo, posición de la mancha, intensidad y dirección del viento cada 10 minutos.

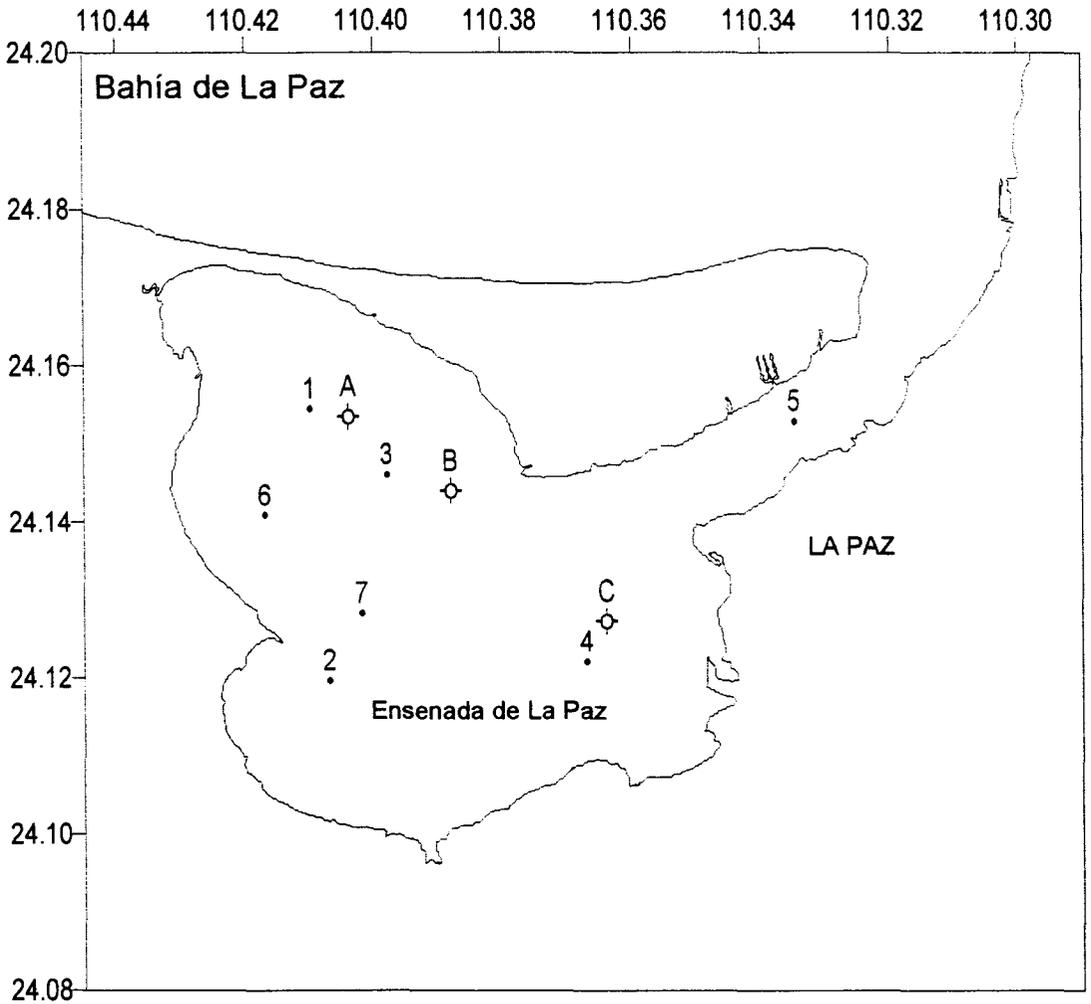


Fig. 3.9. Localización del sembrado de las manchas de uranina en la Ensenada de La Paz, del 10-15 de marzo de 1996.

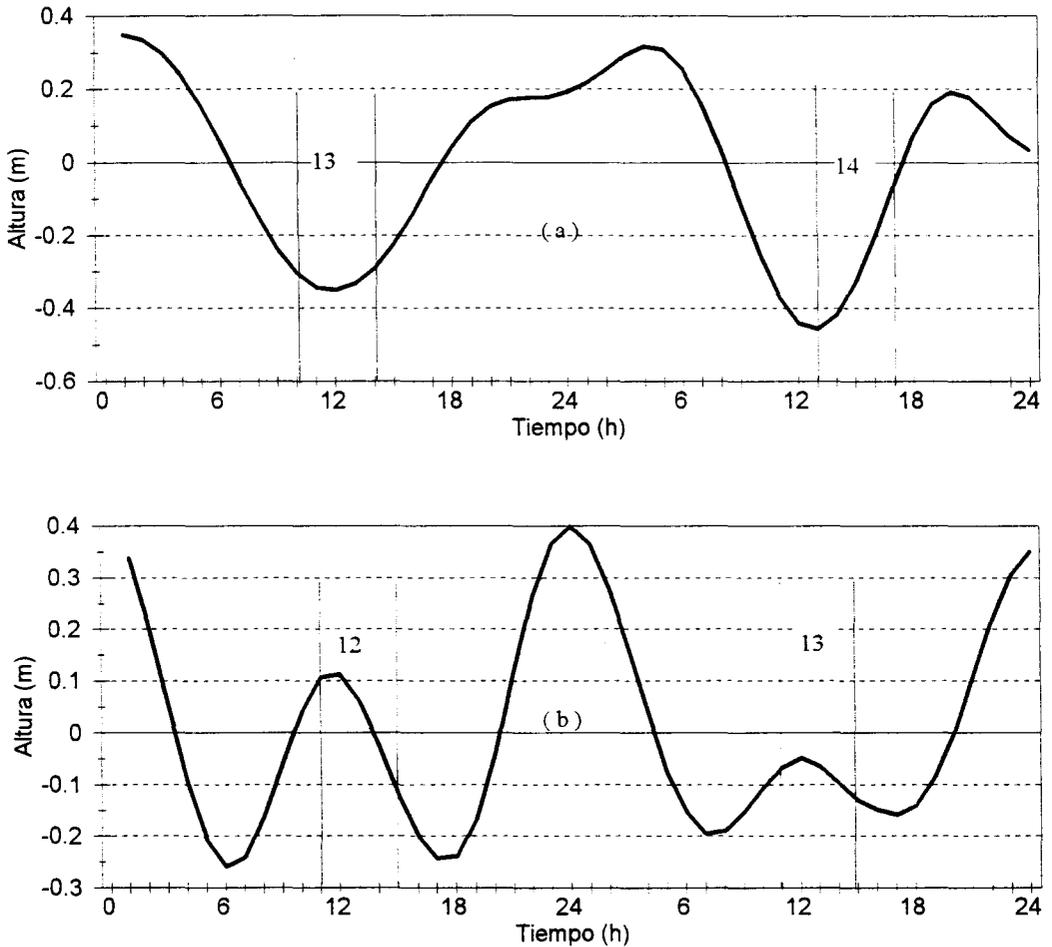


Fig.3.10. Gráficas de mareas para los días en que se realizaron los experimentos con manchas de uranina: a) los días 13 y 14 en la Ensenada de La Paz, marzo de 1996, b) los días 12 y 13 en la Bahía de La Paz, febrero de 1997. Las líneas verticales señalan el inicio y fin del experimento.

Tabla 3.2. Corrientes lagrangeanas en la Ensenada de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 13 de marzo de 1996.

Número de mancha	Coordenadas		Distancia	Velocidad	Viento		Comentario
Tiempo (h)	Latitud (24°+min.)	Longitud (110°+min.)	(m)	(cm/s)	Intensidad (m/s)	Dirección (grados)	
Mancha 1							
11:01	9.540	24.883			6.3	30	Mancha alargada
11:30	9.521	24.925	79	4.6	5.8	60	
12:15	9.489	25.051	221	8.2	5.6	35	
12:45	9.469	25.105	98	5.5	6.8	30	
Mancha 2							
11:00	7.650	22.930			6.3	30	
11:30	7.695	22.938	84	4.7	5.8	60	
12:00	7.659	22.984	102	5.7	4.8	0	
12:45	7.678	22.978	36	1.4	6.8	30	
Mancha 3							
11:00	8.832	23.570			6.3	30	Después de 12:45 la mancha se dividió en dos
11:30	8.870	23.700	231	12.9	5.8	60	
11:45	8.760	23.780	245	27.2	4.2	65	
12:45	8.850	23.930	304	8.5	6.8	30	
Mancha 4							
12:05	7.609	22.370			4.8	0	Zona somera
12:30	7.581	22.386	59	3.9	5.5	30	
13:00	7.493	22.487	237	13.1	6.5	10	
13:30	7.436	22.559	162	9.0	7.5	10	
14:00	7.386	22.549	94	5.2	7.5	10	

Tabla 3.2. Corrientes lagrangeanas en la Ensenada de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 13 de marzo de 1996 (continuación).

Número Mancha	Coordenadas		Distancia	Velocidad	Viento		Comentario
Tiempo (h)	Latitud (24°+min.)	Longitud (110°+min.)	(m)	(m)	Intensidad (m/s)	Dirección (grados)	
Mancha 5							
12:30	8.815	21.121			5.5	30	Canal
12:45	8.765	21.145	101	11.2	6.8	30	
13:00	8.714	21.186	117	13.0	6.5	10	
13:30	8.642	21.394	377	20.9	7.5	10	
14:00	8.618	21.421	64	3.5	7.5	10	
14:33	8.627	21.428	20	1.1	8.0	8	
15:00	8.702	21.476	161	9.9	6.5	5	
Mancha 6							
12:56	9.540	24.883			6.5	10	En la Enseñada
13:30	9.521	24.959	133	6.5	7.5	10	
14:00	9.507	25.065	181	10.0	7.5	10	
14:30	9.450	25.131	154	8.6	8.0	8	
15:00	9.415	25.162	84	4.6	6.5	5	
Mancha 7							
13:00	7.650	22.930			6.5	10	En la Enseñada
13:30	7.594	22.934	104	5.8	7.5	10	
14:15	7.557	22.924	71	2.6	7.7	10	
14:45	7.472	22.925	158	8.8	8.7	5	
15:00	7.448	22.931	46	5.0	6.5	5	

Los resultados de corrientes de deriva de 7 manchas sembradas el día 13 son graficadas en la Figura 3.11. La trayectoria de la mancha 5 sobre el canal muestra la influencia del flujo de mareas alcanzando una velocidad promedio de 20 cm/s. La mancha 3 ubicada en la prolongación del canal tiene influencia de marea. Las otras manchas están significativamente influenciadas por los vientos que soplan del nonoreste con la intensidad de 5 a 8 m/s. Las velocidades del transporte

advectivo de éstas manchas varían en el intervalo de 4 hasta 13 cm/s. La evolución de la mancha 6 del día 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de la Paz es ilustrada en la Figura 3.12, que muestra su alargamiento en la dirección del viento, donde la marea no influye en el proceso.

La Tabla 3.3 resume las posiciones sucesivas que ocuparon las manchas del experimento del 14 de marzo de 1997. Así mismo se muestran las velocidades del desplazamiento y los registros de intensidad y dirección del viento. Los resultados de las corrientes de deriva evidenciadas por las 7 manchas sembradas el día 14 de marzo de 1996 se muestran en la Figura 3.13, ahí se observa muestra que solamente la mancha 5 en el canal está bajo la influencia del flujo de marea con velocidades de hasta 40 cm/s.

Las trayectorias de las manchas dentro de la ensenada están fuertemente influenciadas por el viento; en general las manchas muestran una corriente de deriva en la dirección de viento nornoreste (el origen de las trayectorias es marcado con círculo negro). En particular las trayectorias de las manchas 3 y 4 cambian de dirección notablemente; esto posiblemente manifiesta la presencia de remolinos y/o corrientes transversales a la deriva.

Es importante hacer resaltar el hecho de que durante los primeros cinco experimentos la marea estuvo en fase de estancamiento (con nivel de marea mínimo) y en los últimos la marea estuvo en fase de flujo (ver Fig. 3.10). Las trayectorias de las manchas en el interior de la ensenada están claramente influenciadas por el viento y no por la marea. En el canal se da mayor desplazamiento por la influencia directa de la corriente de marea y no por la dirección en que sopla el viento. Estos resultados confirman el esquema de corrientes propuesto para la ensenada (Fig. 2.32).

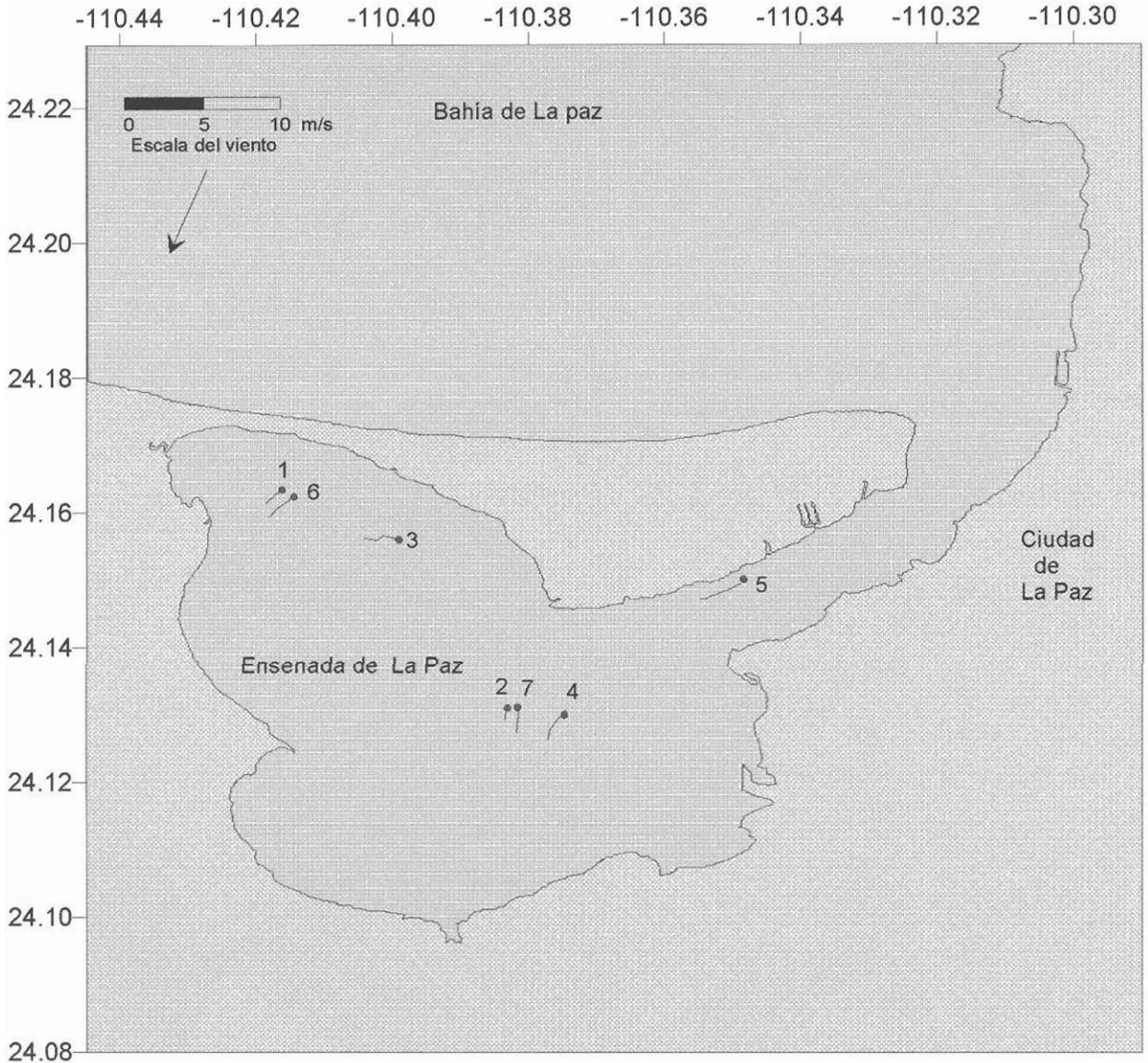


Fig. 3.11. Trayectorias lagrangeanas de siete manchas de uranina, del experimento realizado el 13 de Marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz. El punto indica el inicio de la trayectoria.

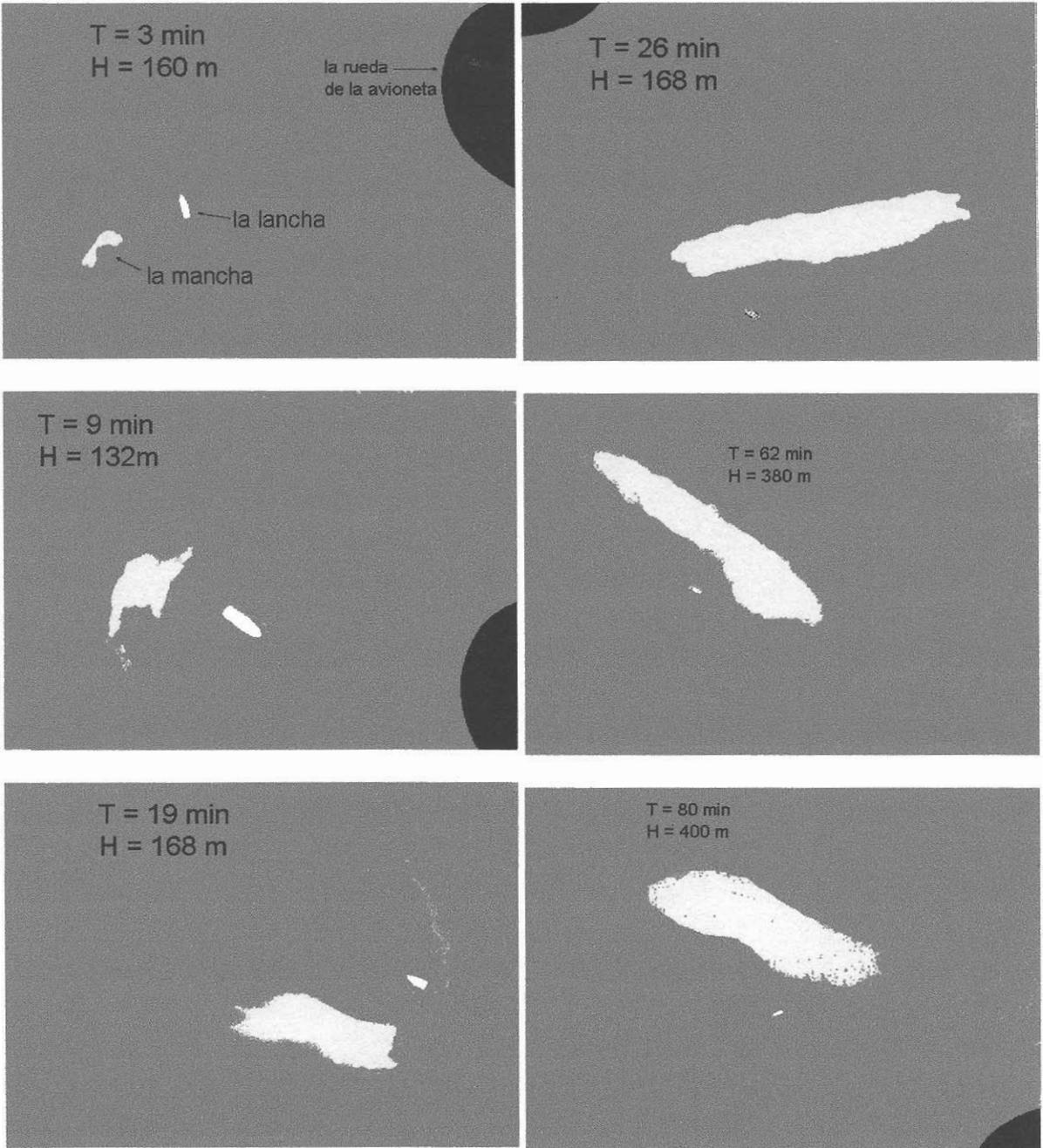


Fig. 3.12. Desarrollo de la mancha 6 durante el experimento de difusión turbulenta en la Ensanada de La Paz. Información adicional se encuentra en la tabla 3.2 del 13 de marzo de 1996.

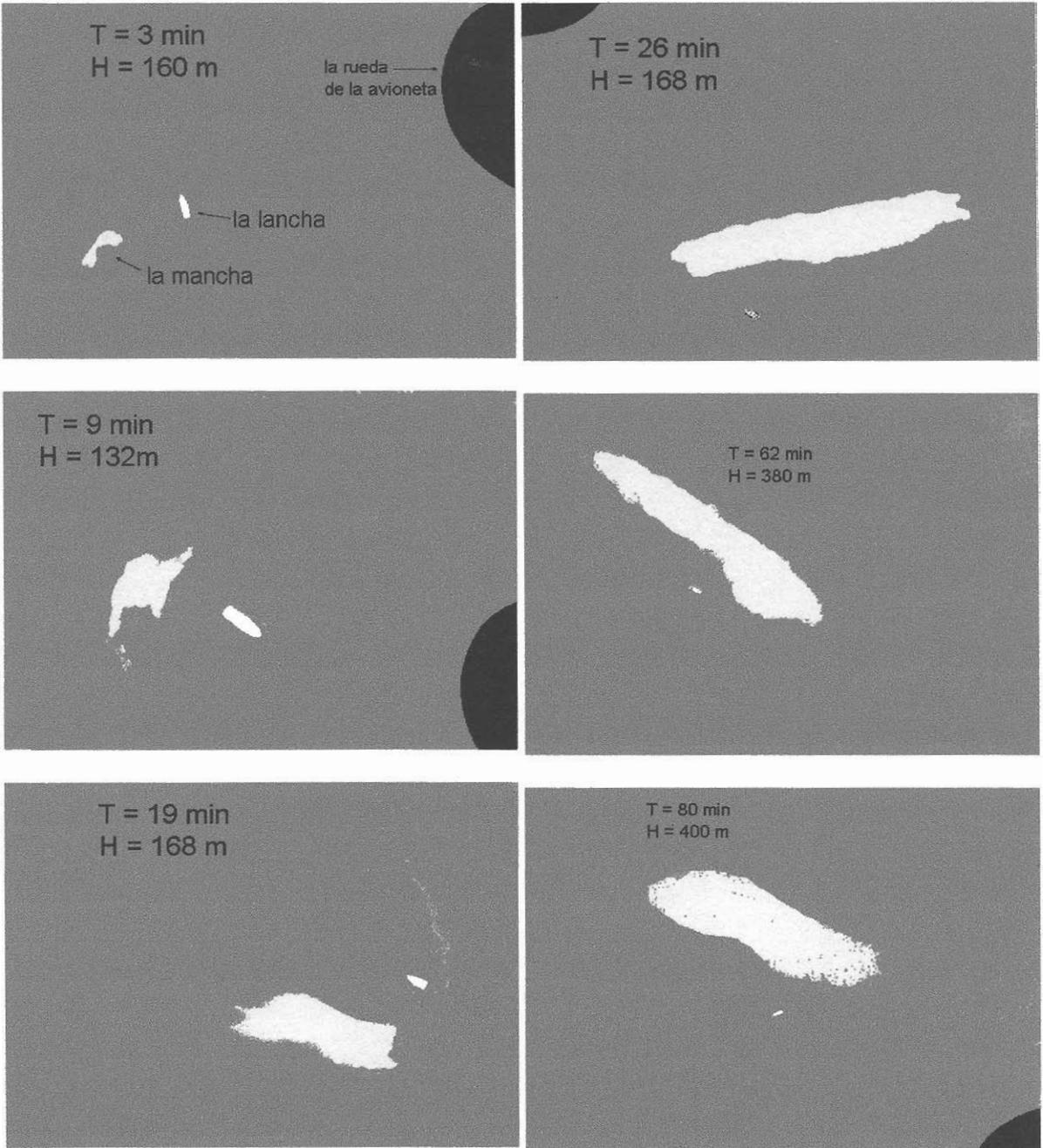


Fig. 3.12. Desarrollo de la mancha 6 durante el experimento de difusión turbulenta en la Ensanada de La Paz. Información adicional se encuentra en la tabla 3.2 del 13 de marzo de 1996.

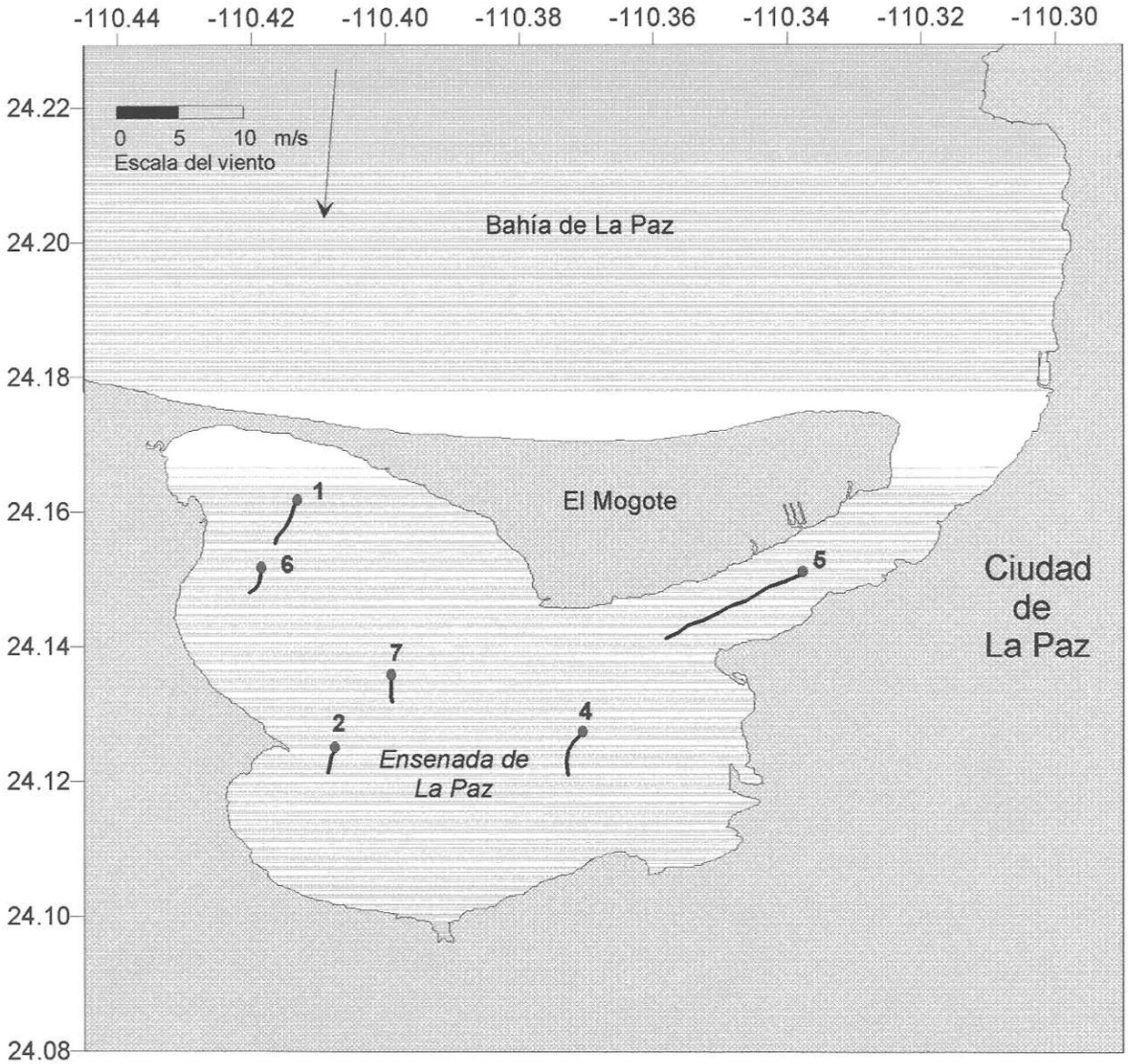


Fig. 3.13. Trayectorias lagrangeanas de 7 manchas sembradas el 14 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz, el punto indica el inicio de la trayectoria.

Tabla 3.3. Corrientes lagrangeanas en la Ensenada de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 14 de marzo de 1996.

Número Mancha	Coordenadas		Distancia	Velocidad	Viento		Nota
Tiempo (h)	Latitud (24°+min.)	Longitud (110°+min.)	(m)	(cm/s)	Intensidad (m/s)	Dirección (grados)	
Mancha 1							
13:00	9.551	24.866			8.7	15	
13:30	9.418	24.935	260	14.4	8.3	10	
14:00	9.360	24.973	125	7.0	9.0	5	
14:30	9.328	25.042	131	7.3	9.5	5	
Mancha 2							
13:00	7.327	24.436			8.7	15	Frente del Centenario
13:30	7.236	24.463	175	9.7	8.3	10	
14:15	7.251	24.477	37	1.4	10.5	5	
16:45	7.176	24.475	139	1.5	10.5	5	
Mancha 3							
13:00	8.903	23.757			8.7	15	
13:15	8.837	23.720	138	15.3	8.5	15	
13:45	8.801	23.777	117	6.5	9.5	10	
14:00	8.820	23.771	37	4.0	9.0	5	
14:30	8.873	23.819	128	7.1	9.5	5	
15:00	8.948	23.962	279	15.5	8.8	5	La mancha se dividió
15:30	8.977	24.009	97	5.4	9.5	5	
Mancha 4							
13:00	7.547	22.346			8.7	15	
13:30	7.457	22.470	177	9.8	8.3	10	
14:00	7.459	22.485	126	1.4	9.0	5	
14:45	7.392	22.486	125	4.6	8.8	5	
15:15	7.361	22.461	71	4.0	9.5	5	
15:45	7.360	22.446	25	1.4	9.5	5	
16:30	7.292	22.449	126	4.7	10.5	5	
17:00	7.268	22.417	70	3.9	10.7	5	

Tabla 3.3. Corrientes lagrangeanos en la Ensenada de La Paz determinadas con experimentos de Uranina, del 14 de marzo de 1996 (continuación).

Número Mancha	Coordenadas		Distancia (m)	Velocidad (m)	Viento		Nota	
	Tiempo (h)	Latitud, (24°+min.)			Longitud, (110°+min.)	Intensidad (m/s)		Dirección (grad)
Mancha 5								
	13:00	9.340	20.415			8.7	15	Canal
	13:30	9.316	20.484	125	7.0	8.3	10	
	13:44	9.262	20.527	124	14.8	9.5	10	
	14:00	9.273	20.570	76	7.9	9.0	5	
	14:15	9.177	20.709	295	32.8	10.5	5	
	14:30	9.102	20.891	339	37.6	9.5	5	
	14:44	9.051	20.970	164	19.5	9.0	5	
	15:00	8.948	21.164	390	39.6	8.8	5	
	15:20	8.794	21.385	471	39.3	9.5	5	
Mancha 6								
	15:04	8.688	24.993			8.8	5	En la Ensenada
	15:45	8.586	24.975	192	7.8	9.5	5	
	16:30	8.580	25.029	92	3.4	10.5	5	
	17:00	8.573	25.011	33	1.8	10.7	5	
Mancha 7								
	15:07	7.928	24.152			8.8	5	En la Ensenada
	15:30	7.897	24.157	58	4.2	9.5	5	
	15:45	7.862	24.150	66	7.3	9.5	5	
	16:15	7.850	24.140	28	1.5	9.7	5	
	16:30	7.826	24.147	46	5.1	10.5	5	
	17:00	7.800	24.139	50	2.8	10.7	5	

Pond y Pickard (1987) señalan que los parámetros de la mezcla turbulenta varían en el rango de $(10^2, 10^8 \text{ cm}^2/\text{s})$, dependiendo de las condiciones de viento, marea y corrientes. El objetivo principal de la experimentación con manchas es evaluar los coeficientes K y α de difusión turbulenta y de anisotropía

respectivamente, el último es una medida del desarrollo uniforme de la mancha. Ambos parámetros son necesarios para alimentar el modelo de transporte de masa descrito en Capítulo 4. Los datos experimentales fueron tratados con la metodología descrita en subcapítulo 3.4. Las Tablas 3.4, 3.5 y 3.6 del día 13 de marzo de 1996 contienen resultados geométricos y de difusión turbulenta de las manchas 3, 6 y 7; cada mancha cuenta con una serie de fotos, tiempo y altura de vuelo con que fueron registradas. Con dicha información se determinaron los parámetros de área, longitud y ancho de las manchas. En apoyo de éstos resultados, se calcularon los coeficientes de anisotropía α y de la difusión turbulenta K . En la mancha tres α es casi constante y la difusión tiene un valor máximo de $K \approx 1.89 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$, pero para tamaños menores de la mancha los valores del coeficiente varían en el rango de 2.4×10^2 hasta $1.2 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$. La mancha 6 tiene un valor máximo de $\alpha = 3.3$ media hora después de la liberación y luego decrece nuevamente. Esto evidencia el hecho de que con el crecimiento, el parámetro de dispersión transversal aumenta. El coeficiente de difusión turbulenta K tiene un valor máximo de $7.8 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ a los 104 minutos de liberada la mancha. La mancha 7 se ubica en el centro donde termina la prolongación de canal y donde la energía del flujo de mareas es dispersada en remolinos pequeños. Durante el experimento la mancha se alargó por el gradiente vertical de corrientes de viento en la capa superficial. El coeficiente experimental de difusión osciló de 3.8×10^2 a $3.6 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ y finalmente adquiere el valor máximo de $1.04 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$ a los 111 minutos de difusión. El valor más alto registrado en la ensenada está relacionado con la influencia de los giros de mayor tamaño, ésta explicación coincide con los resultados clásicos de Okubo y Pritchard (1969).

Tabla 3.4. Resultados difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 3 inició a las 11:00 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de la mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha (m ²)	Coef. de Difusión K (cm ² /s)	Comentario
1	16	168	312	25	12	2.08	--	
2	28	160	712	41	19	2.15	2.38x10 ²	
3	42	290	1350	53	26	2.03	4.12x10 ²	
4	48	300	1648	55	28	1.96	5.25x10 ²	
5	54	300	1831	59	29	2.03	3.50x10 ²	
6	60	320	2422	69	33.5	2.06	1.24x10 ³	
7	65	300	2750	78	35	2.22	--	Poco tiempo
8	78	435	4324	108	41	2.63	1.89x10 ³	Prom. 6 y 7

Tabla 3.5. Resultados difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 6 inició a las 13:00 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha (m ²)	Coef. de Difusión K (cm ² /s)	Nota
1	20	430	1035	60	21	2.85		
2	27	366	1353	72	23	3.12	3.9x10 ²	
3	33	418	1728	88	26	3.34	5.9x10 ²	
4	42	400	2279	93	32	2.90	6.6x10 ²	
5	49	395	2843	101	39	2.59	9.9x10 ²	
6	52	400	3534	108	43	2.51	--	Poco tiempo
7	61	365	4128	111	45	2.47	1.6x10 ³	Poco tiempo
8	70	365	5107	117	57	2.04	2.1x10 ³	Promedio
9	79	470	6397	121	66	1.81	3.6x10 ³	6 y 7
10	88	405	7000	122	75	1.65	4.2x10 ³	

Tabla 3.6. Resultados de difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 7 inició a las 13:08 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Área de mancha (m ²)	Coef. de Difusión K (cm ² /s)	Nota
1	22	410	1140	67	16	4.37	--	
2	29	399	1558	82	17	4.82	4.85x10 ²	
3	36	405	1858	99	19	5.21	3.86x10 ²	
4	44	400	2504	117	22	5.31	7.87x10 ²	
5	54	400	3530	135	26	5.20	1.18x10 ³	
6	72	425	4109	149	28	5.32	--	
7	81	500	5924	172	34	5.07	1.33x10 ³	Prom. 6 y 7
8	90	465	7507	184	40	4.60	3.63x10 ³	Prom. 6 y 7
9	99	432	8322	187	43	4.35	--	Prom. 9 y 10
10	111	452	11883	204	53	3.85	1.04x10 ⁴	Prom. 9 y 10

Las tablas 3.7 y 3.8 contienen el resumen de las manchas 6 y 7 del día 14 de marzo de 1996. El viento en éste día (8-11 m/s) fue más fuerte que el día 13 de marzo de 1996 (6-8 m/s), razón por la cual las manchas del día 14 fueron más alargadas. Los valores máximos de α fueron de 7.3 (mancha 6) y de 8.2 (mancha 7) a los 71 y 78 minutos respectivamente después de haberse liberado el colorante. El coeficiente de difusión $K \approx 3.6 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ de la mancha 6 es casi la mitad del de la mancha 7 a los 103 minutos después de haberse liberado el colorante. Esto es explicable por que la energía cinética de las mareas provoca la turbulencia por llegar al final del canal y la intensidad de mezcla en el lugar de la mancha 7 fue más alta como en el día anterior. Entonces al centro de la ensenada (localización de la mancha 7) existe la mezcla turbulenta más intensa.

Durante los períodos de marea baja y alta, las corrientes de marea son mínimas en la Ensenada de La Paz. En la fase del flujo y reflujó las corrientes de marea son muy pequeñas en la parte periférica de la ensenada, por lo que fácilmente las corrientes de mareas son enmascaradas por el oleaje y viento. La influencia de las mareas es significativa solamente en el canal y en sus cercanías.

El análisis de datos en la ensenada indican la presencia de una uniformidad espacial de la intensidad de mezcla turbulenta. Esta uniformidad esta relacionada parcialmente con la batimetría de la ensenada y con la dinámica en la capa superficial provocada por viento. Los cálculos muestran que los coeficientes de difusión turbulenta dentro de la Ensenada de La Paz para el día 13 de marzo de 1996 tienen un intervalo de 2.3×10^2 a $1.0 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$ y de 1.02×10^2 a 5.2×10^3 para el día 14 de marzo de 1996. El coeficiente de anisotropía se incrementa con el tiempo de 2 a 8 para las manchas localizadas en lugares de mayor profundidad y de 2 a 5 para lugares someros. Las Tablas 3.4, 3.5, 3.6, 3.7 y 3.8 muestran una clara dependencia de la difusión respecto del tiempo. La Figura 3.14 muestra el desarrollo de las áreas y coeficientes de difusión turbulenta para todas las manchas en la ensenada.

Tabla 3.7. Resultados sobre difusión turbulenta con uranina. Mancha 6 del 14 de marzo de 1996, en la Ensenada de La Paz. Tiempo de inicio 13:00 h.

N	Tiempo de foto min.	Altura de vuelo m	Longitud de mancha m	Ancho de mancha m	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha m^2	Coef. de difusión K cm^2/s	Nota
1	8	418	106	17.5	8	2.19	--	
2	18	418	321	41	12	3.41	1.45×10^2	
3	29	458	571	61	13.5	4.52	1.93×10^2	
4	38	392	1085	83	16	5.18	--	
5	46	372	1287	103	17	5.92	4.92×10^2	Prom. 5 y 6
6	56	399	1443	115	18	6.38	--	
7	66	405	2148	144	20	7.20	7.70×10^2	Prom. 6 y 7
8	78	247	2584	154	21	7.33	9.41×10^2	
9	88	313	3286	159	25	6.36	2.82×10^3	
10	97	333	3520	162	27	6.00	3.09×10^3	
11	105	260	3377	143	29	4.93	--	

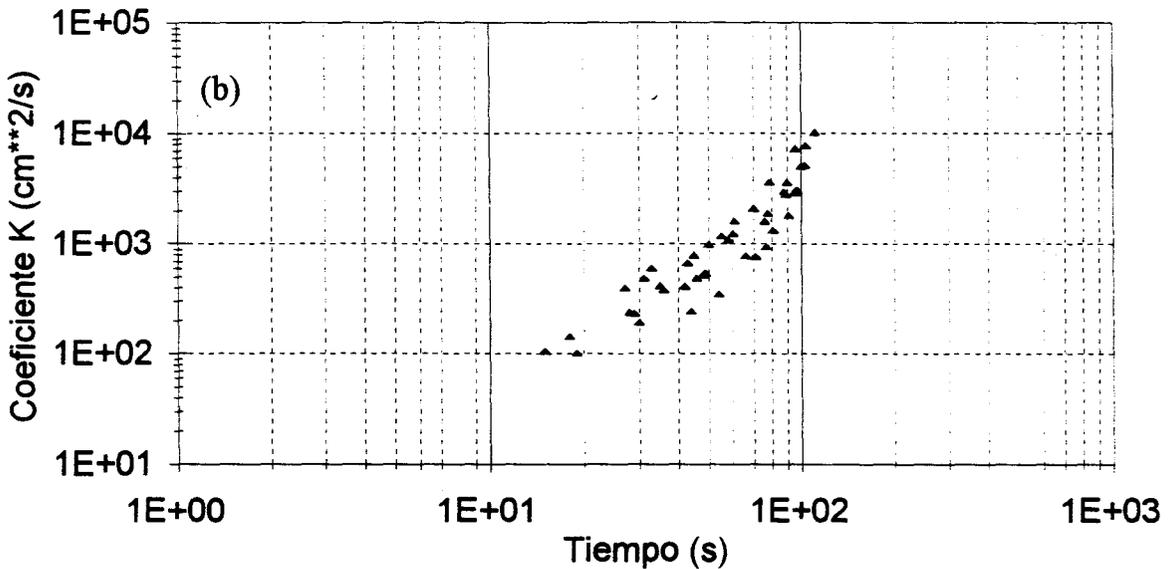
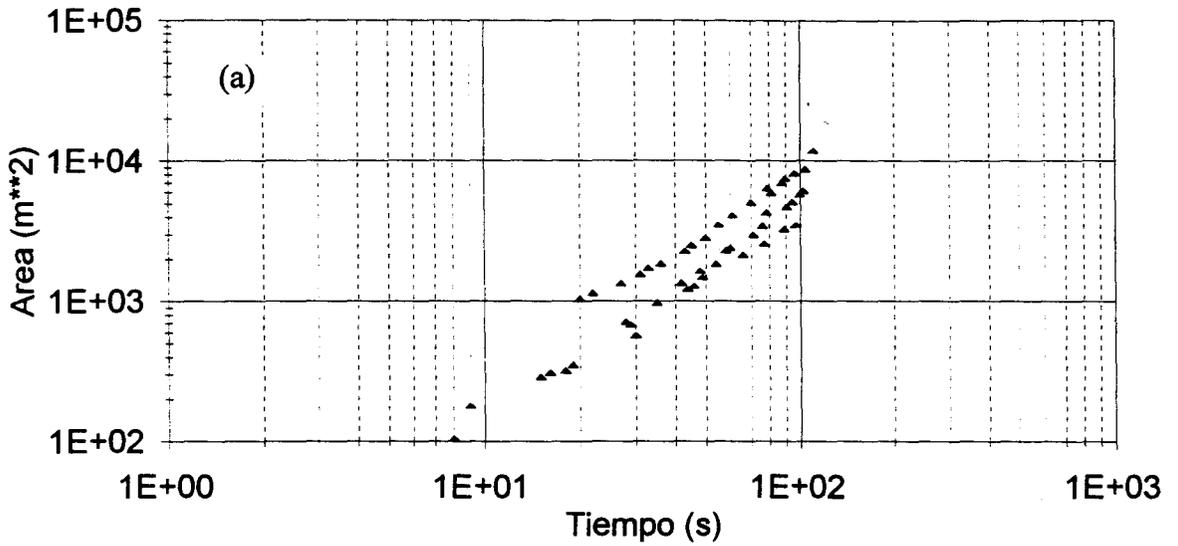


Fig. 3.14. Resultados experimentales de difusión turbulenta en la

Tabla 3.8. Resultados de difusión turbulenta de los experimentos con uranina. La mancha 7 inició a las 15:00 del 13 de marzo de 1996 en la Ensenada de La Paz.

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha (m ²)	Coef. de difusión K (cm ² /s)	Nota
1	9	445	180	23.5	8.5	2.76	--	
2	15	418	290	34	10	3.40	1.07x10 ²	
3	19	432	353	43	11	3.90	1.02x10 ²	
4	29	450	680	71	13.5	5.26	2.33x10 ²	
5	35	398	979	91	14	6.50	4.18x10 ²	
6	40	372	1105	95	15	6.33	--	
7	44	359	1217	108	16	6.75	2.46x10 ²	Prom. 6,7
8	49	405	1490	129	17	7.59	5.48x10 ²	
9	58	399	2310	154	19.5	7.90	1.08x10 ³	
10	71	385	2992	172	21	8.19	7.67x10 ²	
11	76	380	3467	181	23	7.87	1.61x10 ³	
12	81	280	3786	190	25	7.60	--	
13	91	345	4723	206	28	7.35	1.82x10 ³	Prom. 12,13
14	95	280	5135	210	30	7.00	2.92x10 ³	
15	100	274	5841	215	33	6.52	5.03x10 ³	
16	103	253	6174	223	35	6.37	5.19x10 ³	

3.5.2. Corrientes lagrangeanas y difusión turbulenta en La Bahía de La Paz

Los días 12 y 13 de febrero de 1997 se llevó a cabo una serie de experimentos con colorante (uranina, 1 kg). La Tabla 3.9 resume los resultados de seis manchas del día 12 de febrero de 1997: velocidades, desplazamientos, viento, posición y tiempo. La Figura 3.15 muestra las trayectorias lagrangeanas de las manchas del día 12 de febrero de 1997: a) frente a Punta León (manchas 1 y 2), el desplazamiento es paralelo a la costa oeste de la bahía; b) frente a Pichilingue (mancha 3 y 4), desplazándose la primer mancha hacia el sur y la segunda hacia occidente con velocidades similares; c) en el canal de San Lorenzo frente a la playa El Tecolote (manchas 5 y 6). Las mancha 1, 3 y 5 se registraron desde la pleamar cuando las corrientes de marea son mínimas (11:00 h) hasta las 13:00

cuando la marea comienza el reflujó. Las manchas 2, 4 y 6 se iniciaron a las 13:00 h y se observaron hasta las 15:00 h cuando la marea esta en reflujó y las corrientes de mareas son máximas.

Para el día 12 de febrero de 1997 las velocidades promedio de las manchas calculadas con las posiciones y tiempos medidos durante los experimentos lagrangeanos muestran que las velocidades superficiales promedio son pequeñas (alrededor de 6 cm/s). Esto hace suponer que el transporte está ligado a la distribución de masa y la corriente de deriva de viento, ya que los experimentos se hicieron durante la pleamar, que es el intervalo de corrientes de estancamiento. Solamente en el canal de San Lorenzo las corrientes de marea son intensas (de 12 a 16 cm/s) ya que el estrecho las amplifica. Los movimientos de las manchas de colorante fluorescente bajo los movimientos advectivos indican que el viento es uno de los principales factores que influyó sobre el movimiento de las manchas durante los períodos de marea alta y marea baja en la capa superficial de la bahía. En las corrientes residuales la densidad y la deriva de viento forman parte de la circulación superficial en la bahía.

La Tabla 3.10 muestra los resultados de las cinco manchas del día 13 de febrero, en forma similar a los de la tabla anterior. En la Figura 3.16a la mancha 5 se desplaza hacia oriente, mientras que las manchas 3 y 4 se desplazan hacia el sur, la velocidad de estas últimas es de magnitud similar. La Figura 3.16b señala que las manchas 1 y 2 también se desplazan hacia el sur, con velocidades similares. La Figura 3.17 muestra una serie de fotografías aéreas ilustrando la evolución de la mancha 1 del experimento realizado el 12 de febrero de 1997 en la Bahía de La Paz. La Figura 3.18 ilustra la evolución de la mancha 4 del experimento realizado el 13 de febrero de 1997 en la Bahía de La Paz.

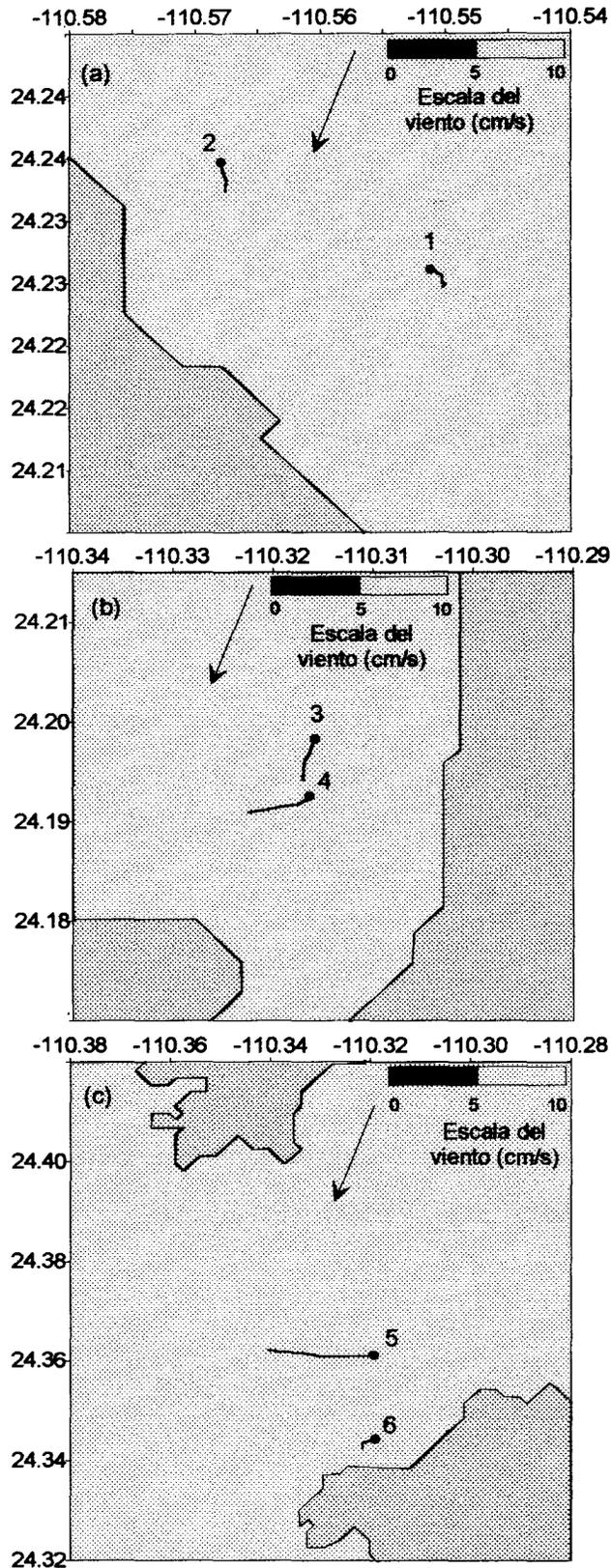


Fig.3.15. Trayectorias lagrangeanas de los experimentos en la Bahía de La Paz del 12 de febrero de 1997. El punto indica el inicio de la trayectoria: a) frente a Punta de León, b) frente a Punta Prieta y c) en el Canal de San Lorenzo.

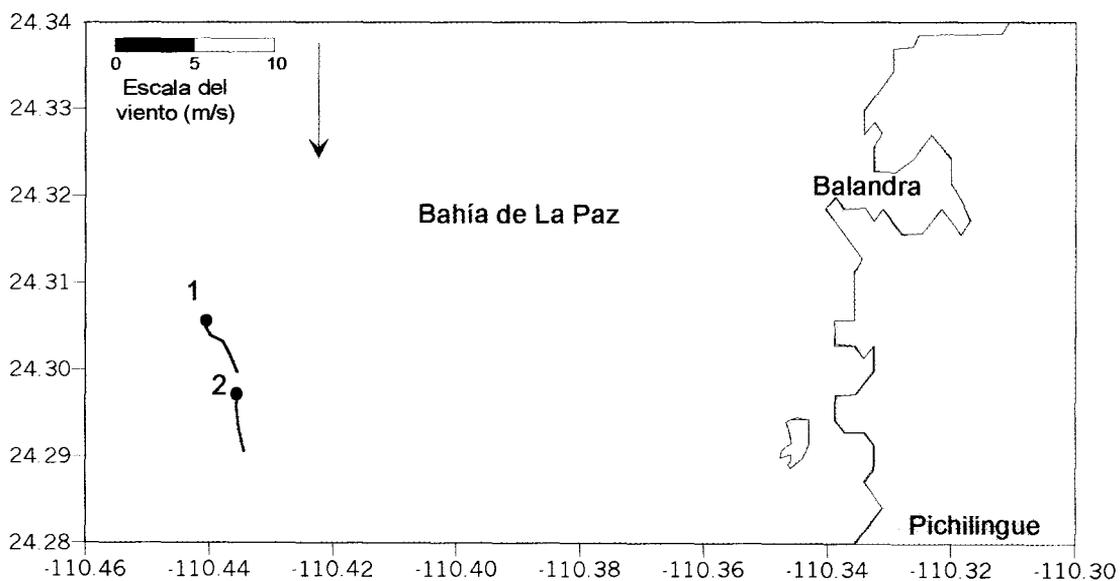
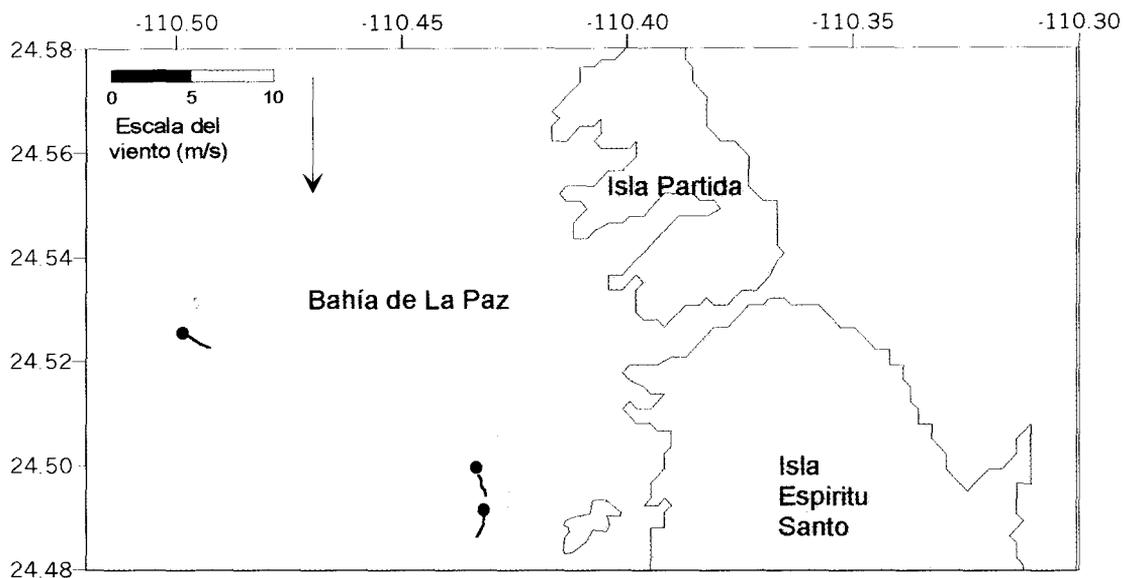
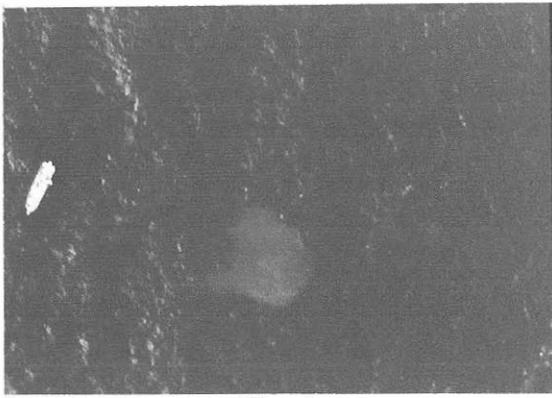
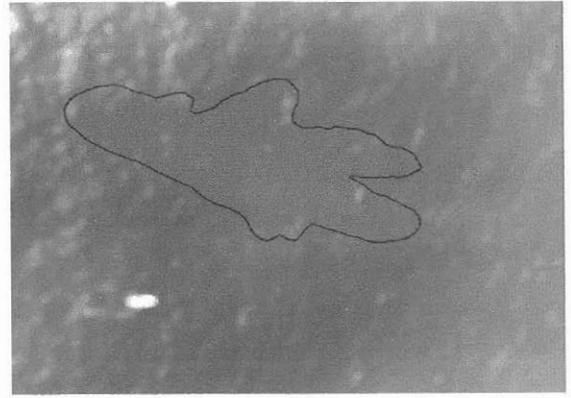


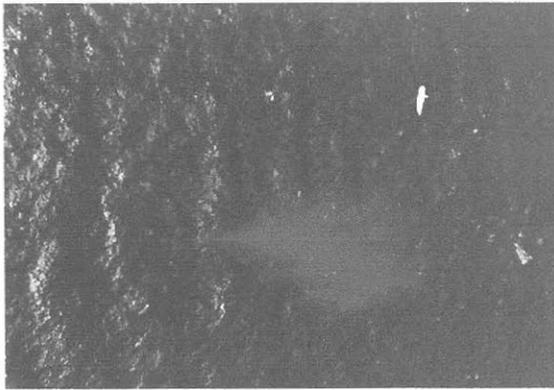
Fig. 3.16. Trayectorias lagrangeanas en la Bahía de La Paz. Las manchas 1 y 2, frente a Pichilingue; 3, 4 y 5 están frente a la isla del Espíritu Santo, el punto indica el inicio de la mancha, el 13 de febrero de 1997.



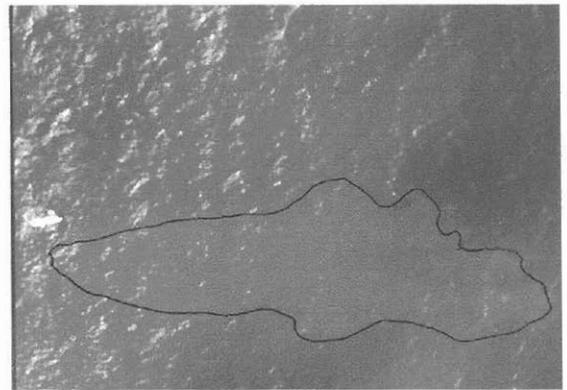
10 min



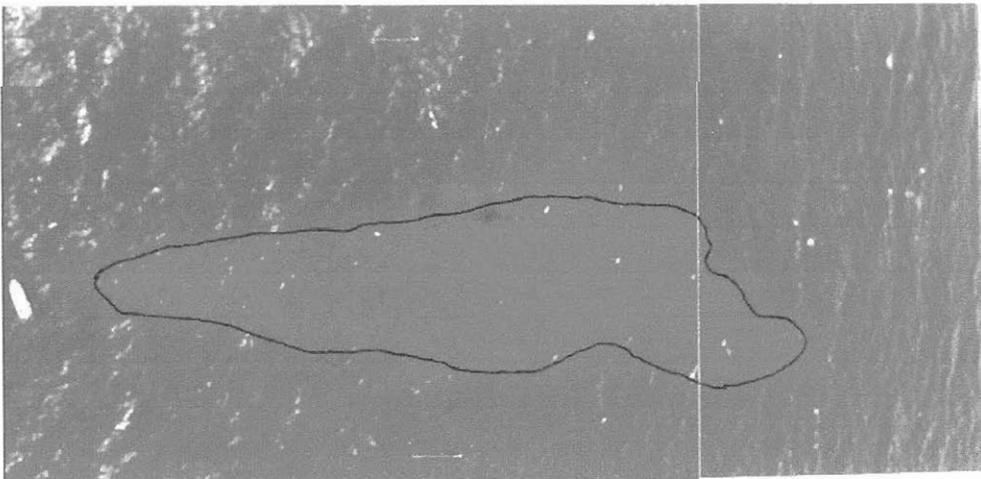
55 min



32 min

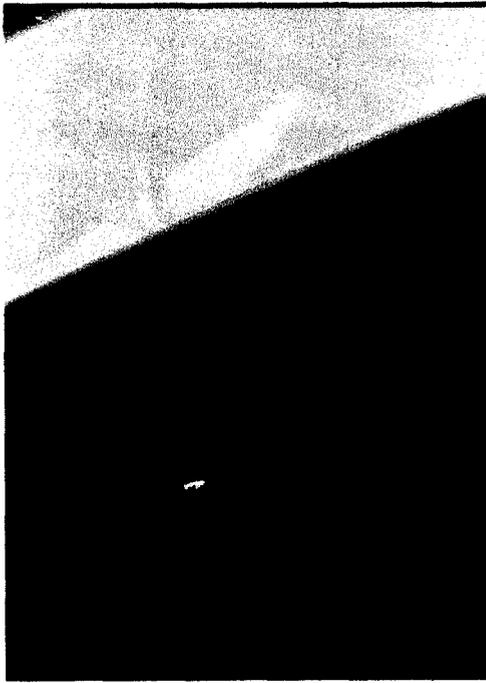


77 min

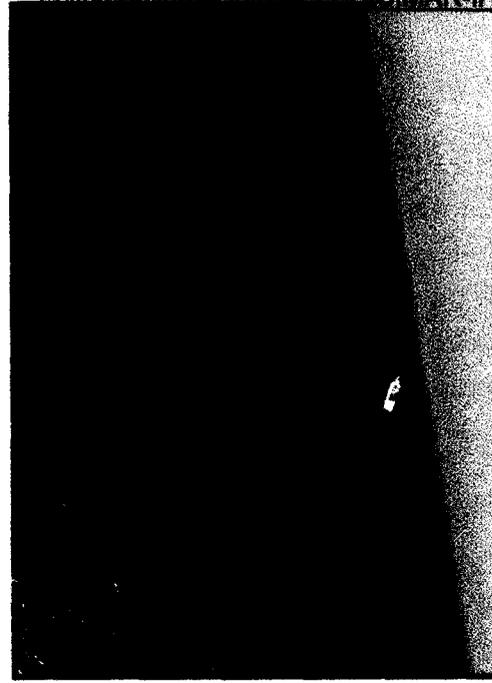


100 min

Fig.3.17. Evolución de la mancha 1 del experimento de difusión turbulenta realizado en la Bahía de La Paz. Información adicional se encuentra en la tabla 3.11 del 12 de febrero de 1997.



8 min



55 min



31 min



77 min

Fig.3.18. Evolución de la mancha 4 del experimento de difusión turbulenta realizado en la Bahía de La Paz. Información adicional se encuentra en la tabla 3.12 del 13 de febrero de 1997.

Tabla 3.9. Corrientes lagrangeanas en la Bahía de la Paz determinadas con experimentos de uranina el 12 de febrero de 1997.

Número Mancha	Coordenadas		Distancia (m)	Velocidad (cm/s)	Viento		Nota
	Tiempo (h)	Latitud (24°+ min)			Longitud (110°+min)	Intensidad (m/s)	
Mancha 1							
11:52	13.871	33.068			5-7	NW-N	
12:24	13.863	33.058	23	1.2			
12:35	13.859	33.053	11	1.7			Mancha 1, frente al Mogote
13:00	13.837	33.021	68	4.5			
13:25	13.801	33.023	67	4.5			
13:50	13.795	33.004	34	2.3			
14:11	13.785	33.015	26	2.1			
Mancha 2							
14:27	14.388	34.081			5-7	NW-N	Mancha 2, frente al Mogote
14:50	14.326	34.066	118	8.5			
15:24	14.300	34.054	52	2.6			
15:46	14.257	34.061	81	6.1			
16:00	14.245	34.060	22	2.7			
Mancha 3							
11:10	11.880	18.965			5-7	NW-N	
11:30	11.816	18.987	124	10.4			
11:50	11.766	19.019	107	8.9			mancha 1, cerca del canal
12:10	11.720	19.023	86	7.1			
12:30	11.682	19.024	71	5.9			
12:50	11.670	19.026	23	1.9			
13:10	11.654	19.020	31	2.6			
Mancha 4							
13:30	11.533	19.004			5-7	NW-N	mancha 2, cerca del canal
13:50	11.507	19.050	92	7.6			
14:15	11.495	19.141	156	10.4			
14:40	11.472	19.238	170	11.3			
15:15	11.459	19.344	181	8.6			

Tabla 3.9. Corrientes lagrangeanas en la Bahía de La Paz determinadas con experimentos de uranina, del 12 de Febrero de 1997 (continuación).

Número Mancha	Coordenadas		Distancia m	Velocidad m	Viento		Nota
	Latitud, 24°+min	Longitud, 110°+min			Intensidad, m/s	Dirección grados	
Man. 5							
11:30	20.662	19.175			5-7	NW-N	mancha 1, Playa el Ticolote
11:45	20.616	19.229	125	13.9			
12:10	20.556	19.300	164	10.9			
Man. 6							
13:08	21.654	19.729					
13:40	21.662	19.853	211	10.9	5-7	NW-N	Mancha 2, Playa el Ticolote
14:03	21.684	19.941	155	11.2			
14:25	21.706	20.130	323	24.4			
14:48	21.716	20.307	300	21.8			
15:10	21.735	20.423	200	15.1			

Los resultados sobre difusión turbulenta obtenidos del tratamiento de los datos experimentales se muestran en las Tablas 3.11 y 3.12 para los días 12 y 13 de febrero de 1997 respectivamente. Los ejemplos del crecimiento de las manchas de uranina de los días 12 y 13 de febrero de 1997 son ilustrados en la Figura 3.19. A partir de los cálculos de áreas de las manchas se muestra la dependencia del crecimiento de la mancha con respecto del tiempo. Los dos primeros gráficos de la izquierda y los de la derecha representan el ajuste por mínimos cuadrados a una función exponencial en el primer caso y a una recta logarítmica en el segundo para los días 12 y 13. El último gráfico de la izquierda representa los resultados de los dos días ajustados mediante una función exponencial y el gráfico de la derecha el ajuste lineal. Es posible interpolar todos los datos con una curva exponencial, que puede ser representada en coordenadas semi-logarítmicas como una función lineal, con coeficientes de 0.013 como pendiente y 2.682 como ordenada al origen.

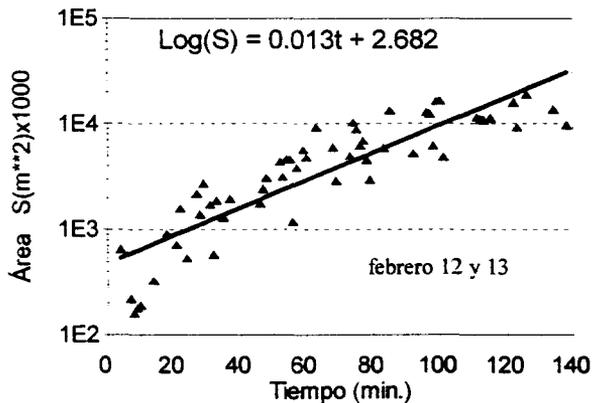
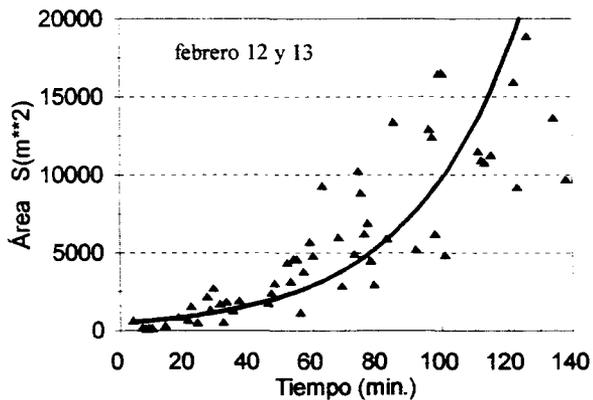
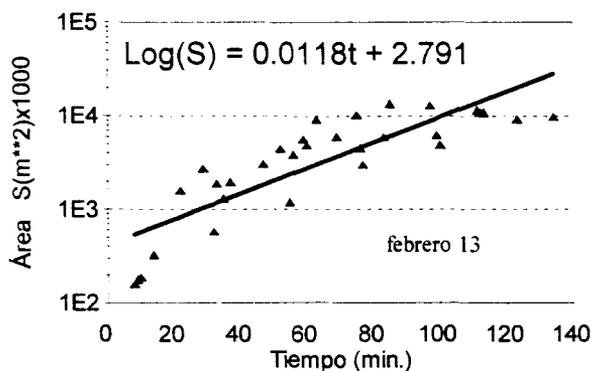
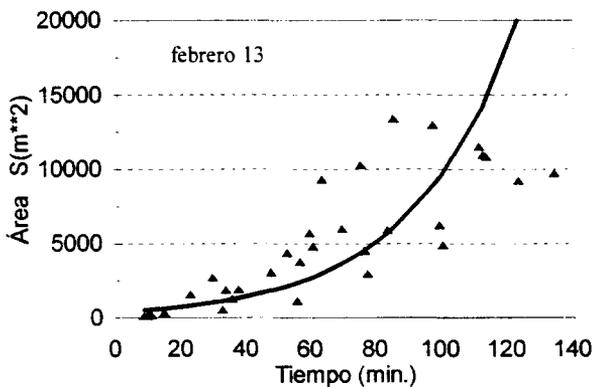
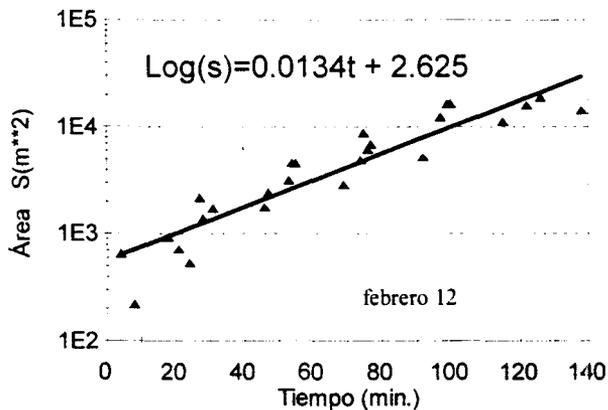
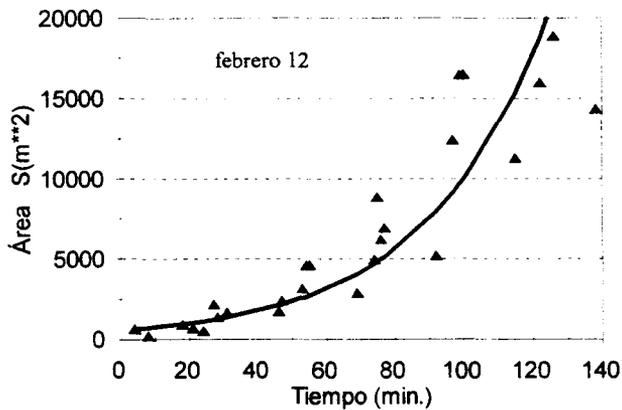


Tabla 3.10. Corrientes lagrangeanas en la Bahía de La Paz determinadas con experimentos de uranina el 13 de febrero de 1997.

Número Mancha	Coordenadas		Distancia (m)	Velocidad (cm/s)	Viento		Nota
	Tiempo (h)	Latitud (24° + min)			Longitud (110° + min)	Intensidad (m/s)	
Mancha 1							
11:10	18.293	26.435			4-5	N	
11:41	18.232	26.390	159	8.5			Centro de la Bahía media luna
12:17	18.189	26.269	220	10.1			
12:42	18.114	26.205	176	11.8			
13:12	17.979	26.133	279	15.5			
Mancha 2							
13:21	17.922	26.131			7-8	N	
13:50	17.871	26.134	95	5.2			Centro de la Bahía media luna
14:16	17.811	26.131	111	7.2			
14:41	17.718	26.120	22	1.5			
15:26	17.556	26.064	494	18.2			
Mancha 3							
11:20	29.885	25.993			4-5	N	
12:00	29.841	25.956	103	4.3			cerca de isla Espiritu Santo
12:40	29.772	25.959	128	5.3			
13:09	29.705	25.904	155	8.9			
13:32	29.653	25.899	97	7.0			
Mancha 4							
13:35	29.614	25.910	197	20.5	7-8	N	
13:56	29.508	25.917	136	9.4			cerca de isla Espiritu Santo
14:20	29.445	25.958	177	14.7			
14:40	29.360	26.005					

Mancha 3

N	Tiempo de fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha (m ²)	Coef. de difusión K (cm ² /s)
1	14	195	19	7.5	2.53	130	
2	35	231	65	25	2.6	1310	9.40×10^3
3	59	244	106	48	2.21	3990	1.60×10^4
4	29	396	69	44	1.57	2740	
5	52	414	95	49	1.94	4420	1.20×10^4
6	63	432	144	68	2.12	9310	1.37×10^4
7	75	445	177	75	2.36	12320	1.95×10^4
8	85	435	181	77	2.35	13410	2.05×10^4
9	97	378	180	76	2.36	12970	

Tabla 3.11. Resultados sobre difusión turbulenta con uranina en la Bahía de La Paz, del 12 de febrero de 1997 (continuación de tabla 11).

Mancha 7

N	Tiempo de fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha (m ²)	Coef. de difusión K (cm ² /s)
1	9	225	22	10	2.2	180	
2	32	366	75	26	2.88	1890	9.70×10^3
3	55	378	111	36	3.08	3830	1.10×10^4
4	77	433	129	41	3.15	4530	1.28×10^4
5	99	298	138	47	2.94	6260	2.31×10^4
6	111	353	181	69	2.62	11540	4.03×10^4

Mancha 8

N	Tiempo de fotografía (min)	Altura de vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de mancha (m ²)	Coef. de difusión K (cm ² /s)
1	8	213	19	12	1.58	160	
2	37	213	77	31	2.48	1960	9.40×10^3
3	55	222	110	45	2.64	4840	1.14×10^4

Tabla 3.12. Resultados experimentales sobre difusión turbulenta con uranina en la Bahía de La Paz el 13 de febrero de 1997.

Mancha 2

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de Vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de Mancha (m ²)	Coef. de Difusión K Cm ² /s
1	18	335	79	16.5	4.79	925	
2	54	500	177	28	6.32	4651	1.38x10 ⁴
3	76	420	245	39	6.28	8890	3.20 x10 ⁴
4	99	384	311	51	6.09	16500	5.51 x10 ⁴
5	122	396	277	61	4.54	16000	

Mancha 3

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de Vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de Mancha (m ²)	Coef. de Difusión K Cm ² /s
1	21	457	41	19	2.15	720	
2	46	427	76	22	3.45	1770	0.97 x10 ⁴
3	69	372	121	24	5.04	2900	1.14 x10 ⁴
4	92	427	142	28	5.07	4250	1.63 x10 ⁴
5	115	366	229	39	5.87	8330	3.46 x10 ⁴
6	138	451	209	38	5.5	8120	

Mancha 4

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de Vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de Mancha (m ²)	Coef. de Difusión K Cm ² /s
1	8	372	20	12.5	1.6	220	
2	31	378	74	27	2.74	1740	1.08 x10 ⁴
3	55	341	134	41	3.27	4620	1.79 x10 ⁴
4	77	305	146	49	2.98	6960	3.00 x10 ⁴
5	100	445	208	86	2.42	16540	4.70 x10 ⁴
6	126	396	276	72	3.83	18940	5.10 x10 ⁴

Tabla 3.12. Resultados experimentales sobre difusión turbulenta con uranina en la Bahía de La Paz, 13 de febrero de 1997 (continuación de tabla 12).

Mancha 5

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de Vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de Mancha (m ²)	Coef. de Difusión K Cm ² /s
1	24	463	50	14	3.57	540	
2	47	481	119	24	4.96	2430	1.37x10 ⁴
3	74	518	153	36	4.25	4980	1.67 x10 ⁴
4	97	573	214	63	3.4	12440	5.4 x10 ⁴

Mancha 7

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de Vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de Mancha (m ²)	Coef. de Difusión K Cm ² /s
1	27	427	80	22	3.64	1585	
2	53	457	132	25	5.28	3180	1.8 x10 ⁴
3	76	372	237	27.5	8.62	6260	2.23 x10 ⁴

Mancha 6

N	Registro de la fotografía (min)	Altura de Vuelo (m)	Longitud de mancha (m)	Ancho de mancha (m)	Coef. de Anisotropía α	Area de Mancha (m ²)	Coef. de Difusión K Cm ² /s
1	4	463	46	17	2.7	650	
2	27	435	114	33	3.45	3500	2.06 x10 ⁴

El análisis de las Tablas 3.11 y 3.12 muestra que el coeficiente K varía de 0.8×10^3 a 5.5×10^4 cm²/s. Entonces la intensidad de mezcla turbulenta en la Bahía de La Paz es diez veces mayor que en la ensenada. Este resultado es explicable ya que los procesos dinámicos son más intensos en la bahía. La Figura 3.20 ilustra el desarrollo del área de las manchas y el coeficiente de difusión turbulenta K para todos los experimentos durante los días 12 y 13 de febrero en la Bahía de La Paz. La comparación de las Figuras 3.20 y 3.7 muestra que el rango de variabilidad del coeficiente de difusión turbulenta en la Bahía de La Paz está en el rango inferior del gráfico en la Figura 3.7 (según Okubo, 1971).

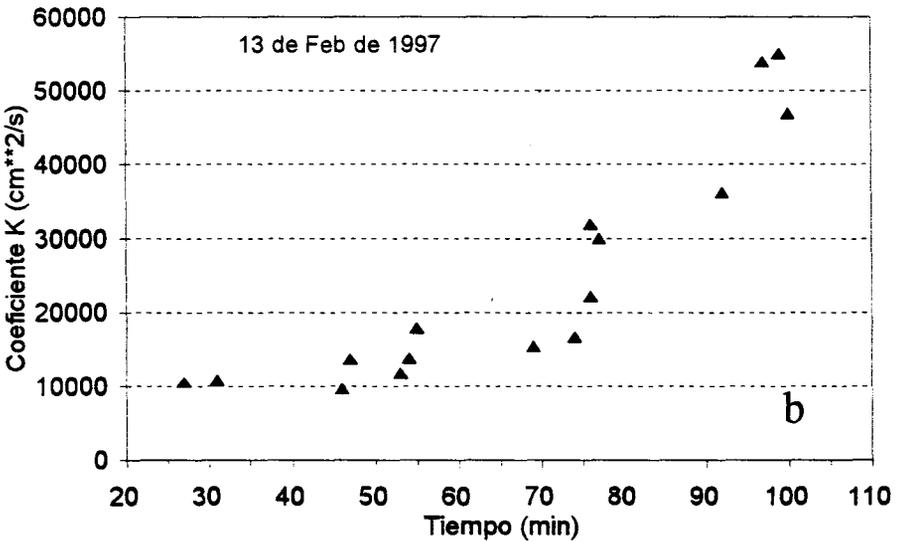
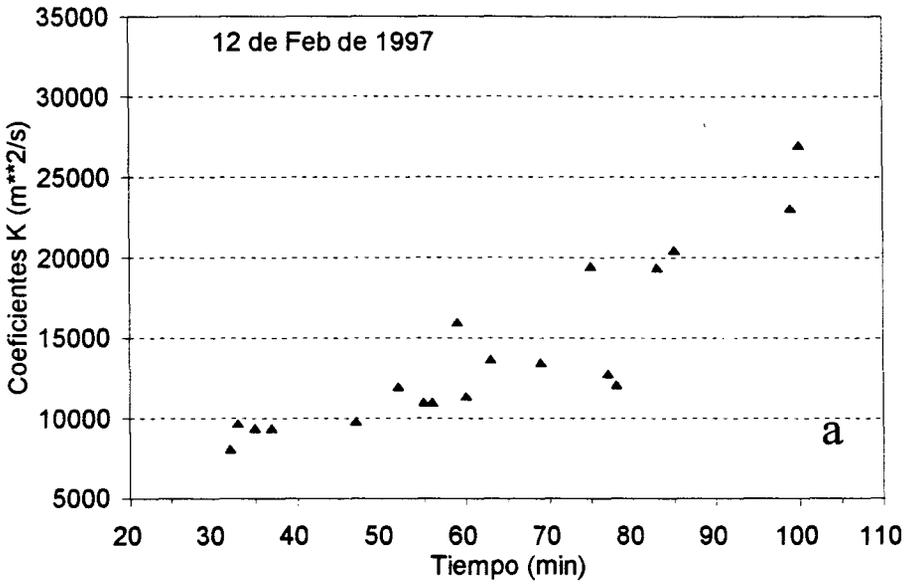


Fig.3.20. Evolución del coeficiente de difusión turbulenta en el tiempo. a) para el día 12 y b) para el día 13 de marzo c 1997 en la Bahía de La Paz.

Los resultados experimentales sobre difusión turbulenta muestran que el parámetro K varía en la Ensenada de La Paz en el rango de 10^2 a 10^3 cm^2/s , y en la Bahía de La Paz en el rango de 10^3 a 10^4 cm^2/s . El resultado es de capital importancia en la evaluación del parámetro K ya que en el área de estudio no había antecedentes al respecto. Además es de utilidad porque los resultados fueron usados en la presente tesis para alimentar el modelo del transporte de masa basado en la solución de la ecuación de advección-difusión.

Capítulo 4. MODELACIÓN NUMÉRICA DE TRANSPORTE DE MASA

4.1. Introducción

En oceanografía, la modelación del transporte de sustancias en el ambiente marino es uno de los temas relevantes en que se aplica la física, en estos procesos es bien conocida la importancia que tienen los factores hidrodinámicos del océano. El transporte advectivo está relacionado con las corrientes y la dispersión de sustancias con la difusión turbulenta. Existen varios métodos para abordar el problema de transporte y obtener soluciones, entre estos, están los métodos analíticos cuyas soluciones son expresadas mediante funciones matemáticas sencillas, que resultan de la solución de las ecuaciones diferenciales que representan el problema bajo una serie de condiciones (restricciones) en el espacio y tiempo.

Los métodos numéricos resuelven el conjunto completo de ecuaciones diferenciales en regiones específicas con morfología real, considerando las aproximaciones a la realidad de batimetría, morfología costera, condiciones iniciales y de frontera del fluido (frontera abierta y cerrada). Esto conduce a la necesidad de obtener una gran cantidad de datos oceanográficos y morfológicos del área de interés, para hacerles un tratamiento previo. Es muy grande el volumen de información y complejo el sistema total de ecuaciones diferenciales por resolver en forma discreta sobre una red de puntos ajustada al área de interés. Hasta la fecha aún no se ha resuelto para la zona costera el modelo numérico tridimensional (3D) del sistema completo de ecuaciones hidrodinámicas que incluya la transferencia de sal y de calor acoplado a la ecuación completa de transporte de masa.

Algunos investigadores usan los campos experimentales de corrientes en la solución de la ecuación de Advección-Difusión y no los resultados de la modelación hidrodinámica. Usualmente, cuando el investigador utiliza el campo de corrientes arrojados por un modelo, comúnmente, los datos son generados por modelos hidrodinámicos verticalmente integrados (modelos bidimensionales),

descritos, por Apelt y Gout (1974), Nihoul (1976). Musgrave (1990) en base al esquema simple de Stommel, calcula la distribución bidimensional del tritio de la capa superficial en el Océano Atlántico, como función del campo de corrientes de deriva del viento. Sarmiento (1983) trabajó con un modelo baroclínico más complicado cuasi-tridimensional (12 niveles), para simular el transporte del tritio y helio en la capa superficial del Océano Atlántico, donde el campo de corrientes fue de diagnóstico (no presentó cambios de densidad durante el tiempo de simulación de la dispersión).

Los modelos hidrodinámicos de dos dimensiones (por ejemplo, el de corrientes de deriva de viento), generalmente son aceptables para zonas someras, pero en áreas profundas con estratificación vertical es necesario emplear modelos tridimensionales que pueden pronosticar las corrientes de densidad (patrón de circulación tridimensional del cuerpo del agua). La Bahía de La Paz tiene profundidades hasta de 450 metros y una estratificación verticalmente intensa, que generan corrientes de densidad (corrientes residuales) significativas. En este caso, el modelo de transporte de una sustancia sería alimentado con datos de corrientes advectivas en la bahía generadas por la distribución de masa. Por lo que es necesario desarrollar un modelo baroclínico de corrientes en tres dimensiones.

Otro de los problemas por resolver, es definir el tipo de modelo de transporte que deseamos desarrollar, de corto, mediano ó de largo plazo. Lo que indica que los procesos de transporte de masa en el océano son clasificados en tres rangos:

1. Los procesos de corta duración se trabajan con modelos de predicción desde horas hasta pocos días, les llaman modelos operativos y son usados en el pronóstico de distribuciones. Un ejemplo, es el derrame de sustancias por accidente de barcos petroleros ó descarga de sustancia tóxicas al ambiente marino (Koshergin et al., 1999). También, son aplicables en el campo de la biología marina para evaluar la dispersión de larvas de organismos bentónicos y pelágicos en sus primeros estadios de productos sexuales (huevos o larvas). La solución de la ecuación de Advección-Difusión por

modelación euleriana no siempre es la más adecuada, el método de modelos lagrangeanos (camino aleatorios) en el rango de pocas horas de simulación es más adecuado por ser más flexible (Anikiev y Zaytsev, 1985, 1987).

2. Los procesos de rango mediano se trabajan con modelos de pronósticos desde semanas hasta pocos meses (llamado el rango sinóptico). Regularmente los procesos de transporte de masa en la zona costera (contaminación marina, transporte de material suspendido, flujos de nutrientes y materia orgánica disuelta en los ecosistemas costeros) están forzados por procesos hidrodinámicos, como resultado de variaciones atmosféricas estacionales. En este rango temporal, es posible utilizar ambos tipos de modelos, los de transporte eulerianos y los lagrangeanos (Kowalik y Murty 1993; Bullin y Dukler, 1974).
3. Los procesos de rango global tratan del transporte global de sustancias conservativas en períodos de tiempo largo (decenas de años) con sustancias conservativas como el tritio en el océano (Sarmiento, 1982, 1983; Soifer et al., 1999). Modelos en este rango son muy complicados, por lo que son objeto de programas de colaboración internacional entre las mejores instituciones del mundo (Nihoul, 1976).

Los modelos de transporte con mayor aplicación en México son los de transporte de contaminantes y de intercambio de materia en los ecosistemas costeros, dichos problemas están relacionados con las variaciones estacionales. En este caso es posible alimentar el modelo de transporte con el campo promedio estacional (correspondiente) de corrientes de densidad, más los resultados del modelo hidrodinámico de las corrientes derivadas por viento ya que el periodo característico de los cambios sinópticos (variabilidad del viento) cambia muchas veces durante cada época estacional (en promedio desde días hasta semanas). Las corrientes de marea también influyen en la dispersión de contaminantes pero en el rango sinóptico la distribución de sustancias con duración de semanas o de pocos meses, las mareas tienen carácter periódico, con periodo mucho menor que el tiempo de pronóstico, por lo que, la marea no forma parte del transporte

adveectivo en forma significativa. En este caso las corrientes residuales son más importantes para el transporte adveectivo de larga duración. Claro, que en este caso la influencia de las mareas al proceso de dispersión de sustancias debe tomarse en consideración al evaluar el coeficiente de difusión turbulenta.

La distribución de masa en la Bahía de La Paz cambia constantemente a lo largo del año pero en forma muy lenta, aproximadamente desde el mes de septiembre hasta diciembre de cada año está presente la capa de mezcla que varía de 30 a 60 m de espesor, mientras que en invierno dicha capa casi desaparece. La existencia de la capa de mezcla en otoño fundamentalmente se debe a que el viento en esta época (incluyendo tormentas) tiene suficiente energía para mezclar el agua superficial. De otro lado los procesos de calentamiento en verano y de enfriamiento en invierno cambian constantemente la distribución de masa en la superficie de la bahía. Estos dos procesos le imprimen a la bahía una circulación de densidad y de deriva de viento. La profundidad de la bahía en la cabecera es somera y en la depresión Alfonso tiene profundidad hasta de 450 m. Con base en estas consideraciones, el modelo que genera el campo de velocidades para alimentar al modelo de transporte, deberá ser de mediano plazo (estacional). A continuación se describen las condiciones técnicas del modelo de transporte de masa.

1. El modelo de transporte es de tipo euleriano por tratarse de procesos estacionales, debe basarse en la solución numérica tridimensional de la ecuación completa de Advección-Difusión.
2. El campo de corrientes advectivas, que alimentará al modelo de transporte, será el calculado con el modelo hidrodinámico. El modelo de diagnóstico de corrientes debe ser tridimensional y baroclínico para evaluar tridimensionalmente la circulación termohalina en la Bahía.
3. Las ecuaciones dinámicas del modelo de transporte incluyen el esfuerzo de viento en la superficie para calcular las corrientes de deriva del viento.
4. Las corrientes de marea contribuyen al proceso de dispersión, pero no forman parte de las corrientes significativas de advección.

5. La difusión turbulenta es parametrizada con los coeficientes de difusión turbulenta calculados durante la experimentación en la Bahía y Ensenada de La Paz (capítulo 3).

4.2. Formulación del modelo hidrodinámico tridimensional de circulación en la Bahía de La Paz

La formulación tridimensional del modelo de diagnóstico de corrientes de deriva de viento y de densidad se hizo utilizando la distribución tridimensional de densidad de acuerdo a la aproximación de Boussinesque (Kozlov, 1969) en el modelo de Ekman, para cálculos de corrientes en un mar baroclínico. En la adaptación del modelo a la Bahía de La Paz se utilizó la formulación y los algoritmos básicos de la solución de las ecuaciones hidrodinámicas desarrollados por Makarov (Makarov, 1985; Budaeva y Makarov, 1996).

4.2.1. El sistema de ecuaciones

Ecuación de movimiento en el eje x
$$A \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \Omega v = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4.1)$$

Ecuación de movimiento en eje y
$$A \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \Omega u = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (4.2)$$

Ecuación de hidrostática,
$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \quad (4.3)$$

Ecuación de continuidad
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (4.4)$$

Haciendo uso de la ecuación que representa la variación de nivel del mar

$$p = \rho_0 g \eta + g \int_0^z \rho dz .$$

Con el uso de las dos ecuaciones anteriores, las componentes horizontales de corrientes (4.1) y (4.2.) se transforman en la forma compleja:

$$AU_z - i\Omega U = gG + gF / \rho_0 \quad (4.5),$$

Las condiciones verticales de frontera son:

$$z = 0: \quad AU_z = -T / \rho_0, \quad w = 0 \quad (4.6)$$

$$z = H(x,y): \quad u=0, \quad v=0, \quad w=0 .$$

donde $G = \eta_x + i\eta_y ; \quad (4.7)$

$$F = f^{(x)} + if^{(y)} \equiv \int_0^z (\rho_x + i\rho_y) dz ;$$

$$T = T^{(x)} + iT^{(y)} ;$$

$$U = u + iv ;$$

$$U_{xx} = \frac{\partial^2}{\partial x^2} ;$$

donde

A – es el coeficiente de intercambio vertical de turbulencia;

Ω - es el parámetro de Coriolis;

ρ - es la densidad del agua (ρ_0 es la densidad promedio);

g – es la aceleración gravitacional;

$T^{(x)}, T^{(y)}$ - son las componentes superficiales del esfuerzo de viento.

Los flujos totales son definidos como:

$$S = \int_0^H U dz = (S^{(x)} + iS^{(y)}) , \quad (4.8),$$

la ecuación de continuidad (4.4) está relacionada con la ecuación (4.7) mediante

la función de los flujos totales ψ :

$$-\psi_y = S^{(x)}, \quad \psi_x = S^{(y)}. \quad (4.9)$$

Con la definición de ψ en las fronteras líquidas (condición de frontera) se determina la formalización matemática del modelo.

4.2.2. Forma adimensional de las ecuaciones y rectificación del fondo

En la construcción del esquema numérico de la solución es conveniente adimensionar los parámetros de las ecuaciones hidrodinámicas. Las dimensiones características de la cuenca a modelar son: el tamaño horizontal L^* , la profundidad H^* , el esfuerzo de viento T^* , el parámetro de Coriolis Ω^* y la densidad δ^* . Con esto se obtienen los siguientes números adimensionales:

1. El número de Rossby $r_0 = U^* / \Omega^* L^*$,

2. El número de vertical Ekman $\varepsilon_v = A / \Omega^* H^{*2}$,

3. Los números de Ekman para difusión turbulenta:

horizontal $\varepsilon_H = k / \Omega^* L^{*2}$,

vertical $\varepsilon_v = \lambda / \Omega^* H^{*2}$,

4. Frecuencia de Brent - Väisälä $N^* = (g\delta^* / \rho_0 H^*)^{1/2}$,

5. El número de Richardson $r_i = (N^* H^* / U^*)^2$,

6. Los parámetros $\beta = r_0 \cdot r_i$ y $\kappa = \alpha / \Omega$.

Por consiguiente, los parámetros de las ecuaciones pueden describirse en la siguiente forma $Q = Q^* Q'$, donde Q^* es la escala del parámetro y Q' representa la parte adimensional. La densidad tendrá forma:

$$\rho = \rho_\infty - \delta^* \delta', \quad (4.10)$$

$$\varepsilon_v U_{zz} - i\Omega U = G - \beta F \quad (4.12)$$

La ecuación de continuidad no cambia su forma.

Para simplificar la ecuación (4.11) se propone, que $w_c=0$ y $S_c=0$. Las escalas características de velocidades y de la función de flujos totales se expresan en la forma siguiente:

$$U^* = T^* / \rho_0 H^* \Omega^*; \quad W^* = U^* H^* / L^*; \quad t^* = L^* / U^*; \quad \psi^* = H^* L^* U^* \quad (4.13)$$

La parte sur de la bahía es somera y profunda al norte, como el modelo debe trabajar en ambas zonas. Para acondicionar las ecuaciones a cualquier morfología del fondo es necesario transformar la coordenada vertical Z por otra adimensional Z' , a éste proceso se conoce como la rectificación del fondo o transformada sigma de la coordenada vertical.

$$z' = z/H(x,y) . \quad (4.14)$$

cuando $Z = H(x,y)$, entonces $Z' = 1$.

En estas nuevas coordenadas X' , Y' , Z' las reglas de derivada son

$$\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial}{H \partial z'}; \quad \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x'} - \frac{z' H_x \partial}{H \partial z'}; \quad \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \frac{\partial^2}{H^2 \partial z'^2}; \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} = \frac{\partial^2}{\partial x'^2} + \left(\frac{z'}{H}\right)^2 H_x^2 \frac{\partial^2}{\partial z'^2} - \frac{2z'H_x \partial^2}{H \partial x' \partial z'} - \left(H_{xx} - \frac{2H_x^2}{H}\right) \cdot \frac{z' \partial}{H \partial z'}$$

$$\text{con } a^2 = H_x^2 + H_y^2; \quad b = H_{xx} + H_{yy}; \quad d = b - 2a^2 / H, \quad (4.16)$$

El operador Laplaciano tomará la forma

$$\Delta = \Delta' + \left(\frac{az'}{H}\right)^2 \cdot \frac{\partial^2}{\partial z'^2} - \frac{2z'}{H} \left(\frac{H_x \partial^2}{\partial x' \partial z'} + \frac{H_y \partial^2}{\partial y' \partial z'}\right) - d \cdot \frac{z' \partial}{H \partial z'} \quad (4.17)$$

Bajo dichas reglas de transformación la ecuación de continuidad tomará la forma:

$$u_x + v_y + w_z / H - zV_z / H = 0 , \quad (4.18)$$

$$\text{donde } V = uH_x + vH_y . \quad (4.19)$$

La expresión de flujos totales (4.7) toma la forma

$$S = S^{(x)} + iS^{(y)} = H \int_0^1 U dz . \quad (4.20)$$

En forma análoga la ecuación (4.19) queda representada por

$$\tilde{S} = \tilde{S}^{(x)} + i\tilde{S}^{(y)} = H \int_0^z U dz \quad (4.21)$$

y

$$\tilde{\eta} = (\tilde{S}_x^{(x)} + \tilde{S}_y^{(y)})/H, \quad (4.22)$$

Basándose en la ecuación de continuidad (4.18), se obtiene la expresión de la componente vertical de la corriente

$$w = z \cdot V - H \cdot \eta, \quad (4.23)$$

y en coordenadas "rectificadas"

$$\bar{w} = -\eta + \varepsilon_r \frac{z}{H} d. \quad (4.24)$$

Las condiciones de frontera (4.5) con las definiciones anteriores se tiene:

$$k^2 = H^2 \mathcal{K}^2, \quad \mathcal{K}^2 = i\varepsilon_\Omega^2 = \text{const}, \quad (4.25)$$

$$B_g = H^2 \varepsilon^2, \quad B_p = -H^2 \varepsilon_\beta^2$$

$$U_T = H \varepsilon^2 T,$$

$$\varepsilon_\Omega^2 = \Omega \varepsilon^2, \quad \varepsilon_\beta^2 = \beta \varepsilon^2, \quad \varepsilon^2 = 1/\varepsilon_v, \quad (4.26)$$

Las ecuaciones formuladas en las nuevas coordenadas sigma o rectificación de fondo quedan expresadas de la forma siguiente:

$$\begin{cases} U_{zz} - k^2 U = B_g G + B_p F(z), \\ U_z = -U_T, \quad z = 0, \\ U = 0, \quad z = 1, \end{cases} \quad (4.27)$$

donde G esta relacionado con la variación de nivel $G = \eta_x + i\eta_y$, y la expresión (4.7) es transformada con la (4.15) a la forma

$$F = \mathcal{F}^{(x)} + i\mathcal{F}^{(y)} = (Hf)_x + i(Hf)_y - z\delta(H_x + iH_y), \quad (4.28)$$

donde f es la cantidad de masa (densidad) en la columna del agua

$$f = \int_0^z \delta dz . \quad (4.29)$$

En el sistema de ecuaciones (4.27) no está definida la parte derecha de la primera ecuación ($B_g G + B_p \tilde{F}(z)$). El último término puede ser definido en función del campo de densidad obtenido de manera experimental o generado mediante cálculos. La determinación del primer término se hace mediante el método de flujos totales. Con estas premisas se determina la estructura tridimensional de las corrientes y la componente vertical es definida con la ecuación (4.24).

4.2.3. Modelo vertical de densidad de Yoshida

La tarea más difícil en la modelación de diagnosis es calcular el término $\tilde{F}(z)$ de la ecuación (4.27). En la práctica las mediciones experimentales de densidad en el área de estudio son siempre discretas y no están regularmente espaciadas. Como la modelación requiere tener definido el perfil de densidad en cada uno de los nodos de la red computacional, entonces el problema se puede resolver a través de interpolaciones con las mediciones de campo, pero dicho procedimiento es más difícil realizarlo cuando la coordenada vertical esta normalizada (rectificación del fondo). Kozlov et al., (1980) proponen un método de interpolación más directo y cómodo, utilizando la parametrización de la estructura vertical de densidad a través de una función analítica. De esta manera el campo tridimensional de densidad puede restaurarse, basándose en la distribución bidimensional de los coeficientes de esta función, calculados a partir de los datos experimentales (Budaeva y Makarov, 1999).

La idea principal en que se apoya el método de modelos analíticos verticales (funciones relativamente sencillas) de densidad es la siguiente. La expresión para la estructura vertical de densidad es:

$$\delta(x, y, z) = \bar{\delta}(x, y) \cdot \varphi''(z/\bar{\chi}(x, y)). \quad (4.30)$$

Donde $\varphi(t)$ es la función especial que determina el perfil hipotético de densidad, $\bar{\delta}(x, y)$ representa la distribución de densidad superficial conocida,

$\bar{\chi}(x, y)$ corresponde a la profundidad de la piconclina principal (profundidad del gradiente de máxima densidad). La única función que falta por conocer $[\varphi(t)]$ puede ser determinada a partir de los perfiles experimentales de densidad. Los parámetros $\bar{\chi}$ y $\bar{\delta}$ son usados para extrapolarlos a todos los nodos de la red. Nótese que las variaciones de densidad $\bar{\delta}$ están relacionadas con la σ_t (densidad en la superficie) mediante la relación siguiente:

$$\delta = -\sigma_t + (\rho_x - 1) / \delta^*, \quad (\delta^* = 10^{-3}). \quad (4.31)$$

Para definir ρ_x , se usa el valor de la densidad en la capa del fondo en el punto (x, y) . El parámetro $\bar{\chi}$ también debe ser transformado a la forma normalizada

$$\chi = \bar{\chi} / H. \quad (4.32)$$

Uno de los modelos de densidad, utilizados en la capa superficial es el modelo de Yoshida (Yoshida, 1965), que permite obtener la expresión analítica de $F(z)$. La función $\varphi(t)$ en el modelo de Yoshida tiene forma:

$$\varphi(t) = (3+\tau) \exp(-\tau)+2\tau-3, \quad \tau = z / \chi(x, y) \quad (4.33)$$

y la estructura vertical puede ser modelada con

$$\delta(x, y, z) = \bar{\delta}(x, y) \left[1 + z/\chi(x, y) \right] \cdot \exp(-z/\chi(x, y)). \quad (4.34)$$

Después de las transformaciones matemáticas, finalmente se llega a la forma analítica de la función $F(z)$, utilizando (4.28), (4.29).

$$F(z) = (p_2 - P(z) \cdot e^{-z/\chi}) / \chi^2, \quad (4.35)$$

cuando
$$P(z) = p_0 z^2 - p_1 z + p_2, \quad (4.36)$$

$$p_0 = \bar{\delta} \Pi_1, \quad p_1 = \chi(\bar{\delta} \Pi_1 - \Pi_2), \quad p_2 = 2\chi^2 \Pi_2$$

expresadas como función compleja

$$\Pi_1 = (H\chi)_x + i(H\chi)_y, \quad \Pi_2 = (H\bar{\delta}\chi)_x + i(H\bar{\delta}\chi)_y. \quad (4.37)$$

4.2.4. Determinación de las componentes horizontales de las corrientes

Considerando el problema, con valores en la frontera de la ecuación (4.27), que representa el modelo baroclínico de Ekman. Se incluyen los términos de rotación de la Tierra (Ω), el esfuerzo del viento (a través de la condición de frontera en la superficie), la distribución de densidad (F) y la componente del gradiente de corrientes (G) relacionada con la inclinación de superficie del mar. El modelo vertical de densidad de Yoshida, introducido en el párrafo anterior, nos permite obtener la solución analítica del problema planteado en la ecuación (4.27). Relacionando la componente del gradiente de corriente como:

$$U_g = -B_g G / k^2 = i G / \Omega, \quad (4.38)$$

además se introducen las funciones complejas

$$N = \text{sh}(k(1-z)) / \text{ch}(k), \quad M = 1 - \text{ch}(kz) / \text{ch}(k). \quad (4.39)$$

De esta manera la solución de la ecuación (4.27) satisface las condiciones de frontera señaladas y es escrita en la forma:

$$U(z) = (N/k)U_T + MU_g + U_p(z) + (N/k)\bar{U}_p + (M-1)\sigma_p, \quad (4.40)$$

donde

$$U_p(z) = -B_p \left[p_2 / (1-\gamma) + (1/\gamma)P(z) \cdot \exp(-z/\chi) \right], \quad (4.41)$$

$$\bar{U}_p = \left. \frac{\partial U_p(z)}{\partial z} \right|_{z=0} = -(B_p/\gamma) \cdot [P_z(0) - P(0)/\chi], \quad (4.42)$$

$$\sigma_p(z) = U_p(1) = -B_p \left[p_2 / (1-\gamma) + (1/\gamma)P(1) \cdot \exp(-1/\chi) \right], \quad (4.43)$$

$$P(z) = P(z) + (2\chi/\gamma) \cdot [P_z(z) + P_{zz}(4-\chi)\chi / 2\gamma], \quad (4.44)$$

$$\gamma = 1 - (k\chi)^2, \quad (4.45)$$

$$P_z = \frac{\partial P}{\partial z}; P_{zz} = \frac{\partial^2 P}{\partial z^2}.$$

En la ecuación (4.40) se desconoce solamente el término de gradiente

corriente U_g . Al integrar la ecuación (4.40) respecto de z desde 0 hasta 1 y considerando (4.9), se obtiene la expresión que establece la relación entre corrientes horizontales, la inclinación de nivel del mar y la función ψ

$$U(z) = U_p(z) + \mathbf{N}(U_T + \bar{U}_p) / k + (\mathbf{M} - 1)U_p + \mathbf{M}(i\Psi/H - S_p), \quad (4.46)$$

donde

$$\Psi \equiv \psi_x + i\psi_y = S/i, \quad \mathbf{N} = N - n\mathbf{M}, \quad \mathbf{M} = M/m, \quad (4.47)$$

$$n = \int_0^1 \mathbf{N} dz = [\text{ch}(k) - 1] / k\text{ch}(k), \quad m = \int_0^1 M dz = 1 - \text{sh}(k) / k\text{ch}(k),$$

$$S_p = \int_0^1 U_p(z) dz = -B_p \left\{ p_2 / (1 - \gamma) - [J_0 + 2\chi(J_1 + J_2\chi(4 - \gamma) / 2\gamma) / \gamma] / \gamma \right\}, \quad (4.48)$$

$$\begin{cases} J_0 = \int_0^1 P(z)e^{-z/\chi} dz = p_0 I_0 + p_1 I_1 - p_2 I_2, \\ J_1 = \int_0^1 P_z(z)e^{-z/\chi} dz = 2p_0 I_1 + p_1 I_2, \quad J_2 = \int_0^1 P_{zz}(z)e^{-z/\chi} dz = 2p_0 I_2, \end{cases} \quad (4.49)$$

$$\begin{cases} I_0 = \int_0^1 z^2 e^{-z/\chi} dz = 2\chi^3 - \chi[(\chi + 1)^2 + \chi^2]e^{-1/\chi}, \\ I_1 = \int_0^1 z e^{-z/\chi} dz = \chi^2 - \chi(\chi + 1)e^{-1/\chi}, \quad I_2 = \int_0^1 e^{-z/\chi} dz = \chi - \chi e^{-1/\chi}. \end{cases} \quad (4.50).$$

Una vez conocida la distribución espacial de la función de flujos totales ψ , siempre es posible calcular las componentes horizontales de la corriente mediante la ecuación (4.46). Esto indica la importancia de resolver numéricamente la ecuación de flujos totales.

4.2.5. Función de flujos totales y la componente vertical de corrientes

La inclinación del nivel de la superficie del mar y la función de flujos totales están relacionadas entre sí, con la expresión:

$$G \equiv \eta_x + i\eta_y = iR\Phi + R\Psi/H, \quad (4.51)$$

donde

$$\Phi = n(U_T + \overline{U}_p) / k + S_p + (m - 1)\overline{U}_p, \quad R = -ik^2 / mB_p = \Omega / m. \quad (4.52)$$

En función de estas relaciones, es posible deducir la ecuación de la función de flujos totales, al eliminar de la ecuación (4.51) las variables η_x y η_y por medio de la derivada doble, primero respecto de x , después con respecto a y , resultando:

$$\alpha\Delta\Psi + \beta\Psi_x + \gamma\Psi_y = 0, \quad (4.53)$$

donde

$$\alpha = -p, \quad \beta = \tau_y - p_x, \quad \gamma = -\tau_x - p_y, \quad \tau = R_r / H, \quad p = R_j / H,$$

$$\varphi = \frac{\hat{c}}{\partial x} (R\Phi)_r + \frac{\hat{c}}{\partial y} (R\Phi)_j, \quad (4.54)$$

Los subíndices (r, j) indican la parte real e imaginaria respectivamente.

En la frontera sólida se impone la condición, que el flujo perpendicular a la frontera sólida es igual a cero.

$$\psi = \text{constante} \quad (4.55)$$

Apoyado en los resultados experimentales en la frontera líquida se definen los flujos, si dicha información no existe, entonces se usa la condición de paso libre

$$\partial\psi/\partial n = 0, \quad (4.56)$$

donde n es la normal externa.

Para calcular las componentes horizontales de la corriente se tiene que resolver la ecuación (4.53) que satisfaga las condiciones de frontera (4.55 y 4.56). Después, basándose en las ecuaciones (4.21 y 4.24) se calcula la componente vertical de la corriente.

4.3. Solución numérica de las ecuaciones

4.3.1. Determinación del esquema de solución

En resumen la solución numérica de las ecuaciones para determinar el campo tridimensional de corrientes, es explicada sucintamente en los puntos siguientes:

1. A partir de la información de profundidades de la bahía se determinan por interpolación las profundidades en todos los nodos de la red computacional en dos dimensiones (x, y) ,
2. Con los datos experimentales de temperatura, salinidad y profundidad de cada perfil hidrológico se determina el correspondiente perfil de densidades. Con la información de cada perfil de densidad se determinan los tres parámetros que utiliza el modelo de Yoshida (densidad superficial $(\bar{\delta})$, profundidad de la pycnoclina principal $(\bar{\chi})$ y la densidad cerca del fondo (ρ_x)). Con dichos parámetros se calculan los perfiles del modelo de Yoshida correspondientes a los perfiles experimentales y finalmente se interpolan los resultados en todos los nodos de la malla computacional.
3. Se determinan los esfuerzos de viento en la superficie y luego se interpolan en los nodos de la red computacional (los esfuerzos son constantes para un campo uniforme de viento).
4. Son calculadas las funciones Φ , R y los coeficientes de la ecuación (4.54) en coordenadas normalizadas (rectificación del fondo o coordenadas sigma).
5. Para calcular el campo bidimensional de la función de flujos totales $\Psi(x, y)$ se resuelve la ecuación (4.53) con las condiciones de frontera correspondientes.
6. Las ecuaciones (4.47) y (4.23) determinan las tres componentes de corrientes, utilizando la función de flujos totales $\psi(x, y)$, el campo tridimensional de densidad del modelo de Yoshida y el campo de esfuerzos de viento.

4.3.2. Discretización del área y la red de cálculos

El inicio del sistema de coordenadas se coloca en la esquina inferior izquierda de la región. El eje Z apunta hacia abajo, con $0 \leq z \leq 1$ en todos puntos por el proceso de rectificación del fondo. El área de interés es cubierta con una red rectangular, con espaciamiento:

$$\Delta z = 1/(K - 1), \quad z_k = (k - 1)\Delta z, \quad k = 1 \div K;$$

$$\Delta x = \Delta \tilde{x} \cdot l_x, \quad \Delta y = \Delta \tilde{y} \cdot l_y, \quad (4.57)$$

$$l_y = 1,11 \cdot 10^7 / 60L^{\circ}; \quad l_x = l_y \cdot \cos(\pi\varphi^{\circ} / 180),$$

Donde φ° es la latitud promedio de lugar. $\Delta \tilde{x}$ y $\Delta \tilde{y}$ representan el tamaño del paso para la longitud y latitud respectivamente. En la modelación de corrientes para la Bahía de La Paz se usó una red de 83x50 puntos, de tamaño $\Delta \tilde{x} = \Delta \tilde{y} = 900$ m.

4.3.3. Aproximación de las ecuaciones con diferencias finitas

La ecuación diferencial parcial de flujos totales (4.53) es aproximada en diferencias finitas sobre de 5 puntos (tipo cruz):

$$a_{ij}\psi_{i-1,j} + b_{ij}\psi_{ij} + c_{ij}\psi_{i+1,j} + d_{ij}\psi_{i,j-1} + e_{ij}\psi_{i,j+1} = r_{ij}, \quad (4.58)$$

donde:

$$a_{ij} = \left[\kappa^x(|\mu_{ij}|) - \mu_{ij} \right] / \Delta x^2, \quad c_{ij} = \left[\kappa^x(|\mu_{ij}|) - \mu_{ij} \right] / \Delta x^2,$$

$$d_{ij} = \left[\kappa^y(|v_{ij}|) - v_{ij} \right] / \Delta y^2, \quad e_{ij} = \left[\kappa^y(|v_{ij}|) - v_{ij} \right] / \Delta y^2,$$

$$b_{ij} = -(a_{ij} + c_{ij} + d_{ij} + e_{ij});$$

$$\mu_{ij} = (\Delta x/2) \cdot (\beta/\alpha)_{ij}; \quad v_{ij} = (\Delta y/2) \cdot (\gamma/\alpha)_{ij}; \quad r_{ij} = (\phi/\alpha)_{ij},$$

$\kappa^{x,y}(\theta)$ es el coeficiente de viscosidad computacional, que permite, que el comportamiento de la aproximación seleccionada tenga una aproximación monótona y garantice la estabilidad del proceso de iteraciones de Gauss-Zaidel (Kozlov, 1977):

$$\psi_{ij} = -\left(a_{ij}\psi_{i-1,j} + c_{ij}\psi_{i-1,j} + d_{ij}\psi_{i,j-1} + e_{ij}\psi_{i,j-1} - r_{ij}\right) / b_{ij} , \quad (4.59)$$

Los resultados de $\Psi_{i,j}$ son usados en la solución del sistema de ecuaciones algebraicas de la ecuación (4.58).

El cálculo de $\psi_{i,j-1}$ y $\psi_{i-1,j}$ es función de los valores anteriores $\psi_{i-1,j}$ y $\psi_{i,j-1}$ (valores anteriores).

Suponiendo que los coeficientes de viscosidad son aproximados mediante el polinomio:

$$\kappa^x(\theta) = \kappa^y(\theta) = 1 + \theta^3 / (1 + \theta + \theta^2) ,$$

Con el esquema de diferencias de Buleev-Timujin (Buleev y Timujin, 1972) seleccionado se tiene una aproximación de segundo orden.

En la determinación de las derivadas, es necesario calcular los coeficientes de la ecuación (4.54), que utiliza el esquema de diferencias centrales

$$\partial f / \partial x \approx (f_{i-1,j} - 2f_{ij} + f_{i+1,j}) / 2\Delta x , \quad \partial f / \partial y \approx (f_{i,j-1} - 2f_{ij} + f_{i,j+1}) / 2\Delta y .$$

4.3.4 Parámetros iniciales

Se realizaron simulaciones de corrientes a partir del campo de masa determinado por el modelo de Yoshida (basado en los datos experimentales) y diferentes condiciones del viento. Para la consistencia de los resultados y que se puedan comparar entre sí, se conservaron constantes los parámetros siguientes:

- a) Tamaño de retícula de la malla computacional $\Delta x = \Delta y = 900$ m;
- b) Coeficiente de transferencia turbulenta de momentum $A_z = 100$ cm²/s;
- c) El flujo en el Canal San Lorenzo - 25×10^3 m²/s.
- d) El número de nodos de la red 83×50 .
- e) Los coeficientes de la difusión horizontal 10^4 cm²/s y vertical 1.5 cm²/s.

La Figura 4.1 señala las líneas horizontales y verticales del sitio donde se realizaron las secciones verticales, mostrando algunos resultados de la simulación numérica y el sistema de coordenadas cartesiano usado.

4.4. Ejemplos de algunos cálculos del campo de corrientes

Como ejemplo de la aplicación del modelo tridimensional baroclínico del desarrollo del campo de corrientes a partir de una distribución del campo masa, el sistema es forzado por un campo sinóptico de vientos uniformes que soplan del norte y del sur con velocidad de 10 m/s. Estos vientos, a través del esfuerzo cortante transfieren parte de su energía a la superficie marina y después de un tiempo se establece una circulación tridimensional en el cuerpo de agua.

4.4.1. Distribución de masa y determinación de la picnoclina

Como trabajo inicial se verifica el ajuste de algunos perfiles experimentales de densidad con los perfiles teóricos calculados con el modelo de Yoshida, por ejemplo en las estaciones 37 y 41 de la malla de muestreo (ver Fig.4.1) en la bahía de La Paz. La Figura 4.2. muestra la concordancia entre los perfiles empíricos de densidad y los construidos con el modelo de densidad de Yoshida.

4.4.2. Distribución superficial de densidad

En la Figura 4.3, es representada la distribución superficial de masa (σ_t), las zonas de mayor densidad se encuentran en la costa nornoroccidental de la bahía y en la parte sur de la misma. La zona de menor densidad se encuentra en la parte central de la bahía y se extiende a la costa occidental, hacia el nororiental de la boca de la bahía y el Canal de San Lorenzo. La Figura 4.4 representa la distribución de la picnoclina, con una depresión en la parte central de la bahía.

4.4.3. El campo de flujos totales

La función de flujos totales ψ fue calculada para vientos constantes del norte. La Figura 4.5 muestra una línea gruesa de no movimiento, que se extiende desde el nornoroccidental al sursuroriental separando el agua de la bahía en dos zonas, la cercana a la costa occidental estructuras dinámicas (giros). Las aguas alejadas de la costa occidental son transportadas (en sverdrups) al sursuroriental y un giro en la parte central. Las aguas cercanas a la costa tienen dos giros.

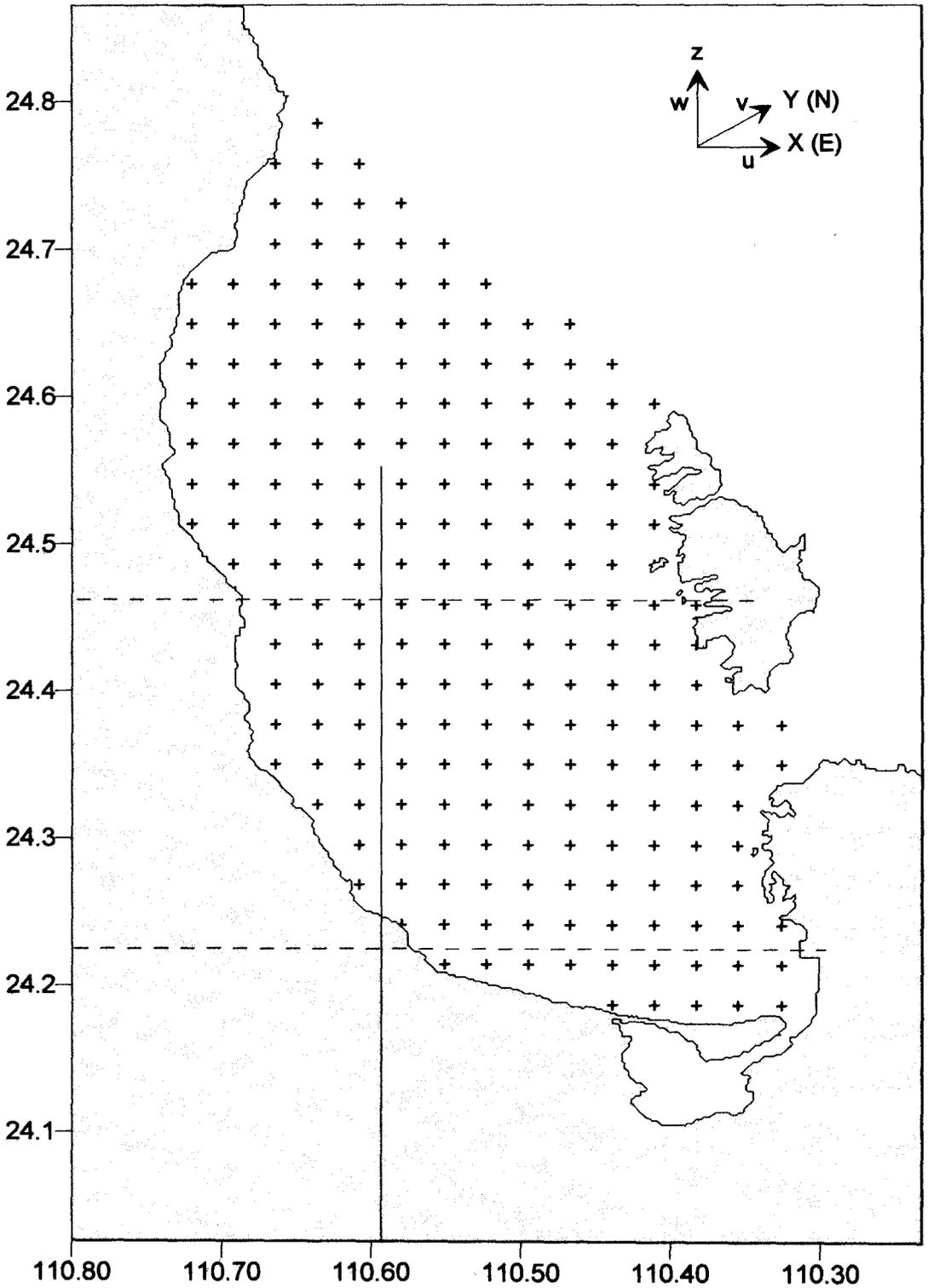


Fig. 4.1. Malla de cálculos, sistema de coordenadas cartesianas, líneas de las secciones zonales y meridionales, octubre de 1997.

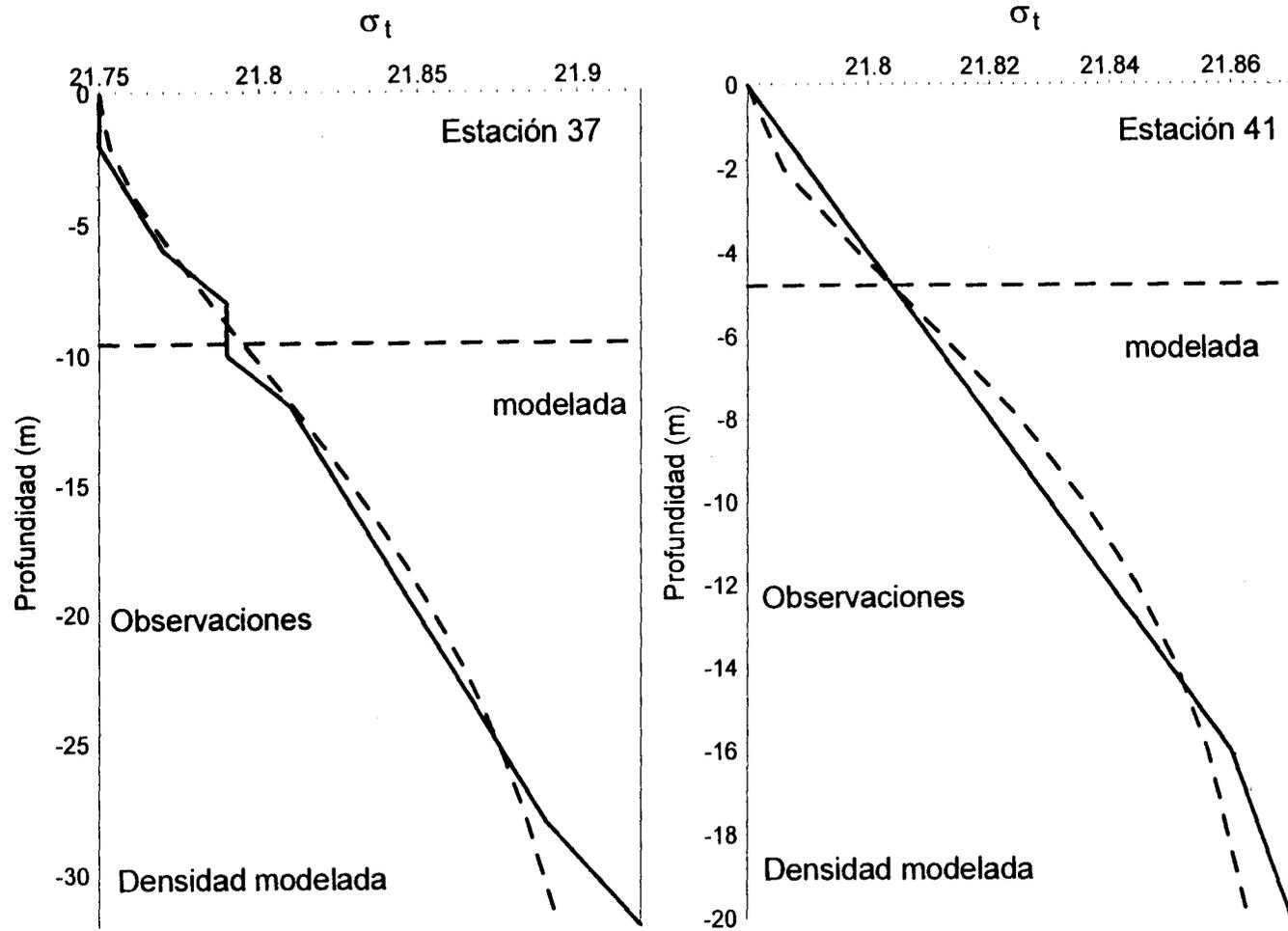


Fig.4.2. Perfiles empíricos de densidad y los del modelo de Yoshida.

Para vientos del sur la Figura 4.6, presenta la distribución de flujos totales con transporte hacia la boca principal de la bahía, con un giro al centro de la bahía. En la parte susuroriental de la bahía se encuentra la línea de no movimiento y un vortice.

4.4.4. Distribución de corrientes a diferentes profundidades

En la capa superficial se observa un chorro intenso de agua entrando al nonooccidente de la Isla Partida y el otro por el Canal de San Lorenzo, también se genera un campo intenso de corrientes en la costa occidental, al N de Punta Coyote (Fig. 4.7). Las direcciones de la corriente superficial sobre las zonas profundas coinciden con la teoría de las corrientes superficiales (espiral de Ekman). En la capa de los 50 m de profundidad se observa un esquema de reflujó hacia el norte de la boca principal de la bahía y de un giro anticiclónico (en el sentido de las manecillas del reloj) en la parte central, próximo a la costa occidente de la bahía (Fig. 4.8).

A la profundidad de 100 m. el patrón de corrientes es similar al de 50 m de profundidad, pero de menor intensidad y el giro anticiclónico persiste en el mismo lugar (Fig.4.9). A la profundidad de los 250 m. el sistema de corrientes es un flujo de agua hacia suroccidente y otro hacia el occidente, mientras que en la parte cercana a la costa noroccidental se encuentra una corriente estrecha hacia el norte (Fig. 4.10).

A los 50 m de profundidad entre las líneas gruesas que parten del centro de la boca principal y se extiende hasta el centro de la bahía y regresa al sur frente a la Isla del Espíritu Santo. está la zona que limita las surgencias (zona sombreada) y la otra parte representa la zona de hundimiento de aguas (Fig. 4.11).

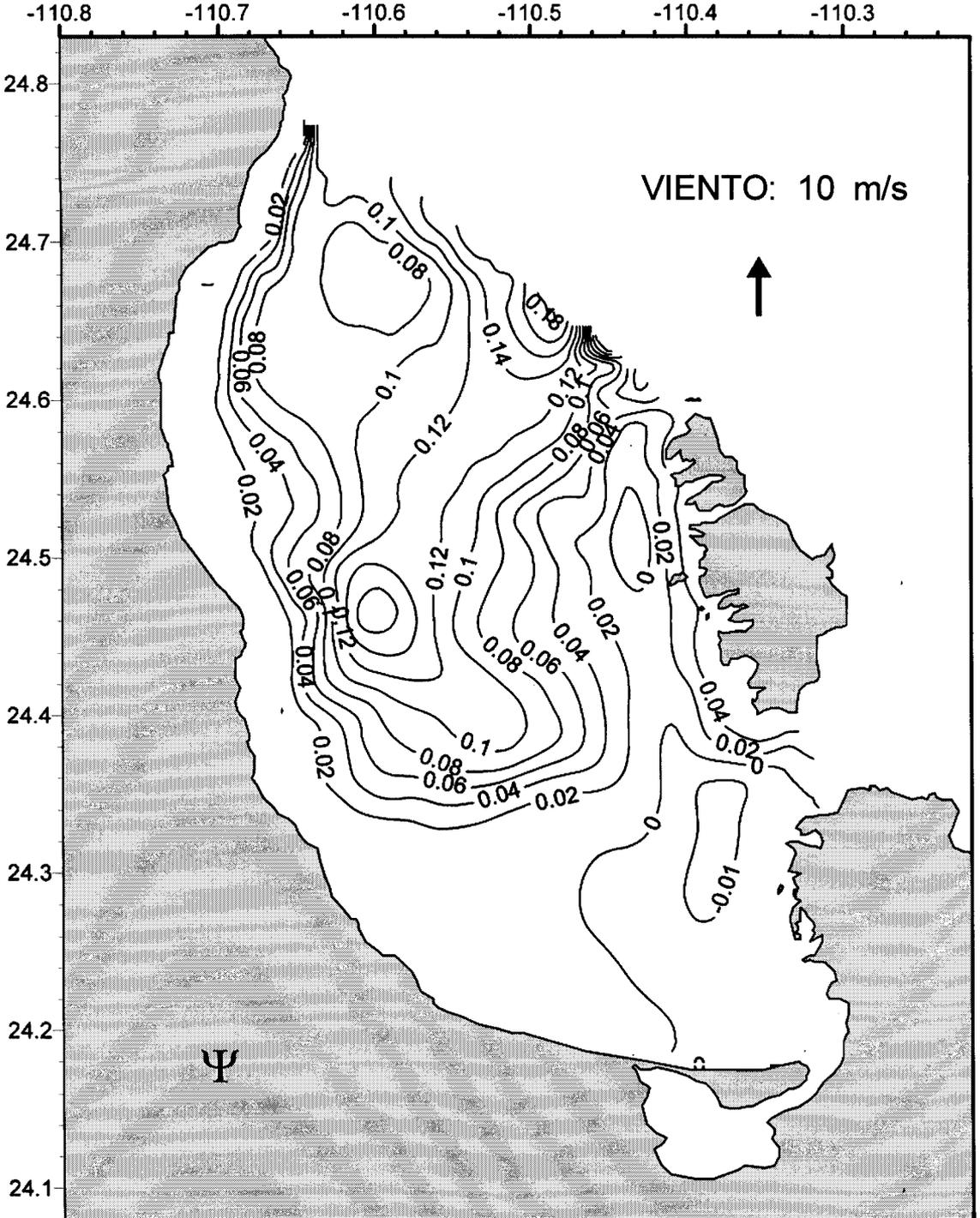


Fig.4.6. Distribución de la función de flujos totales $\psi(x, y)$ en sverdrups, para viento del sur, octubre de 1997.

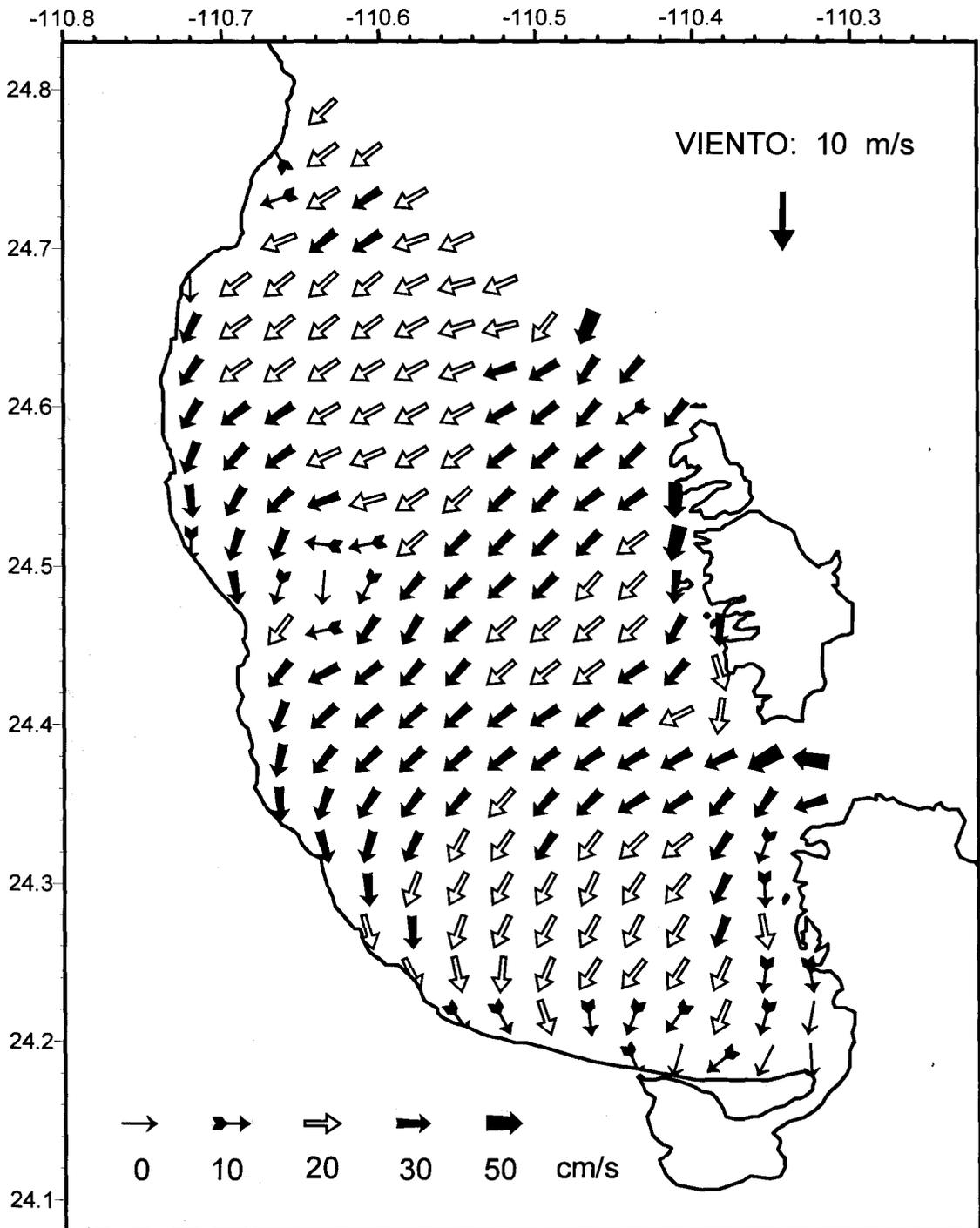


Fig.4.7. Campo horizontal de corrientes superficiales en la Bahía de La Paz para viento del norte octubre de 1997.

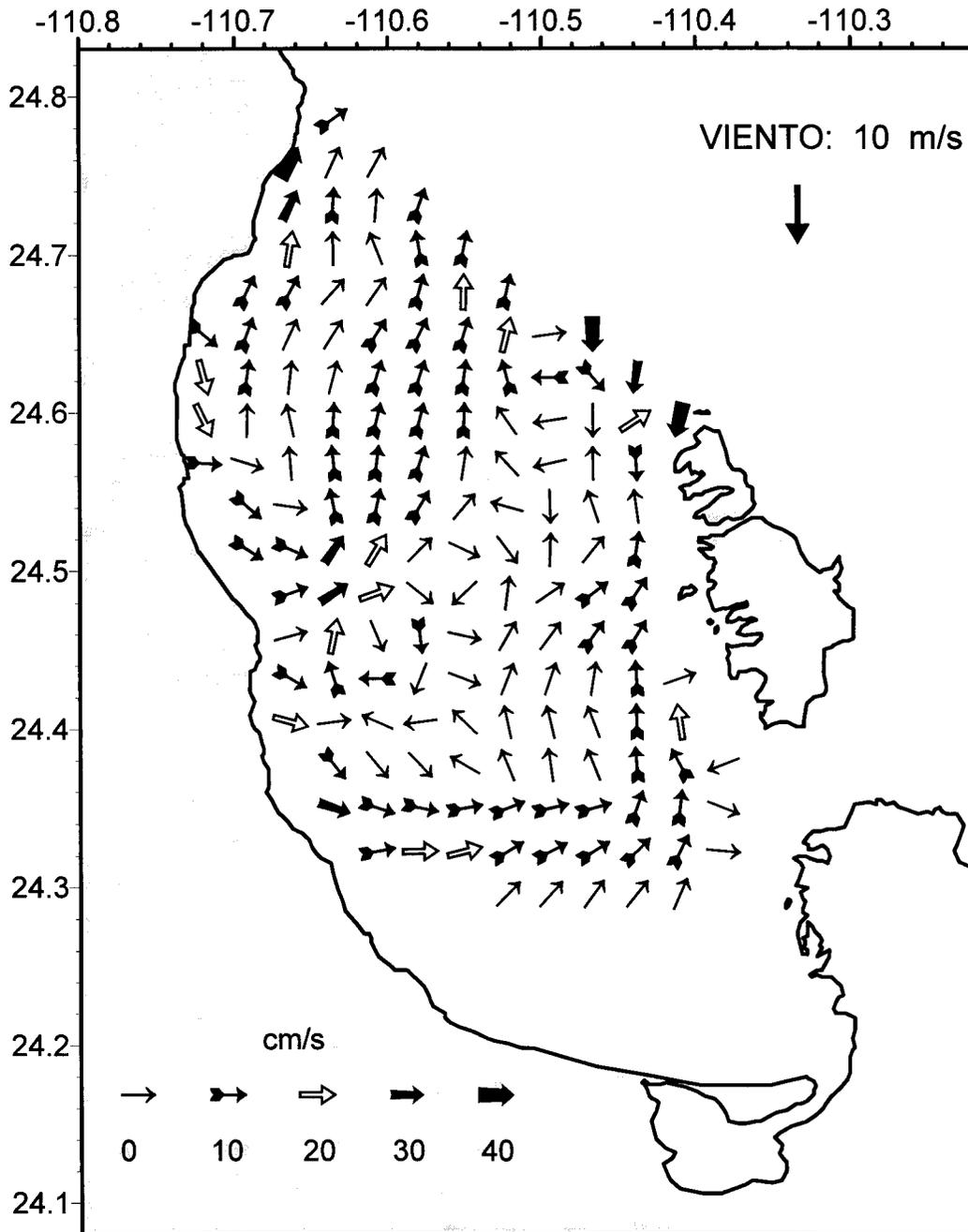


Fig.4.8. Campo horizontal de corrientes a 50 m. de profundidad en la Bahía de La Paz para viento del norte, octubre de 1997.

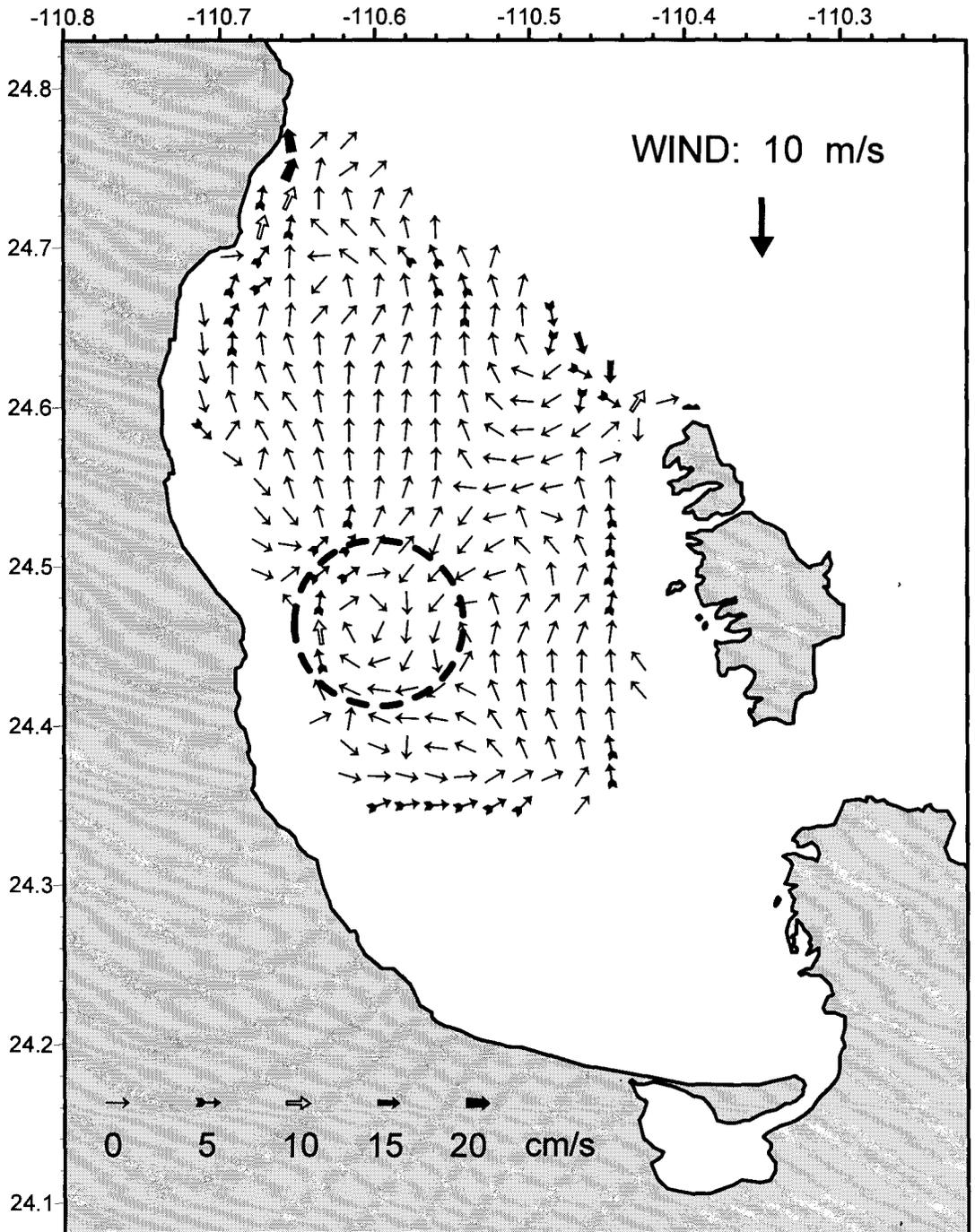


Fig.4.9. Campo horizontal de corrientes a 100 m de profundidad en la Bahía de La Paz para viento del norte, octubre de 1997.

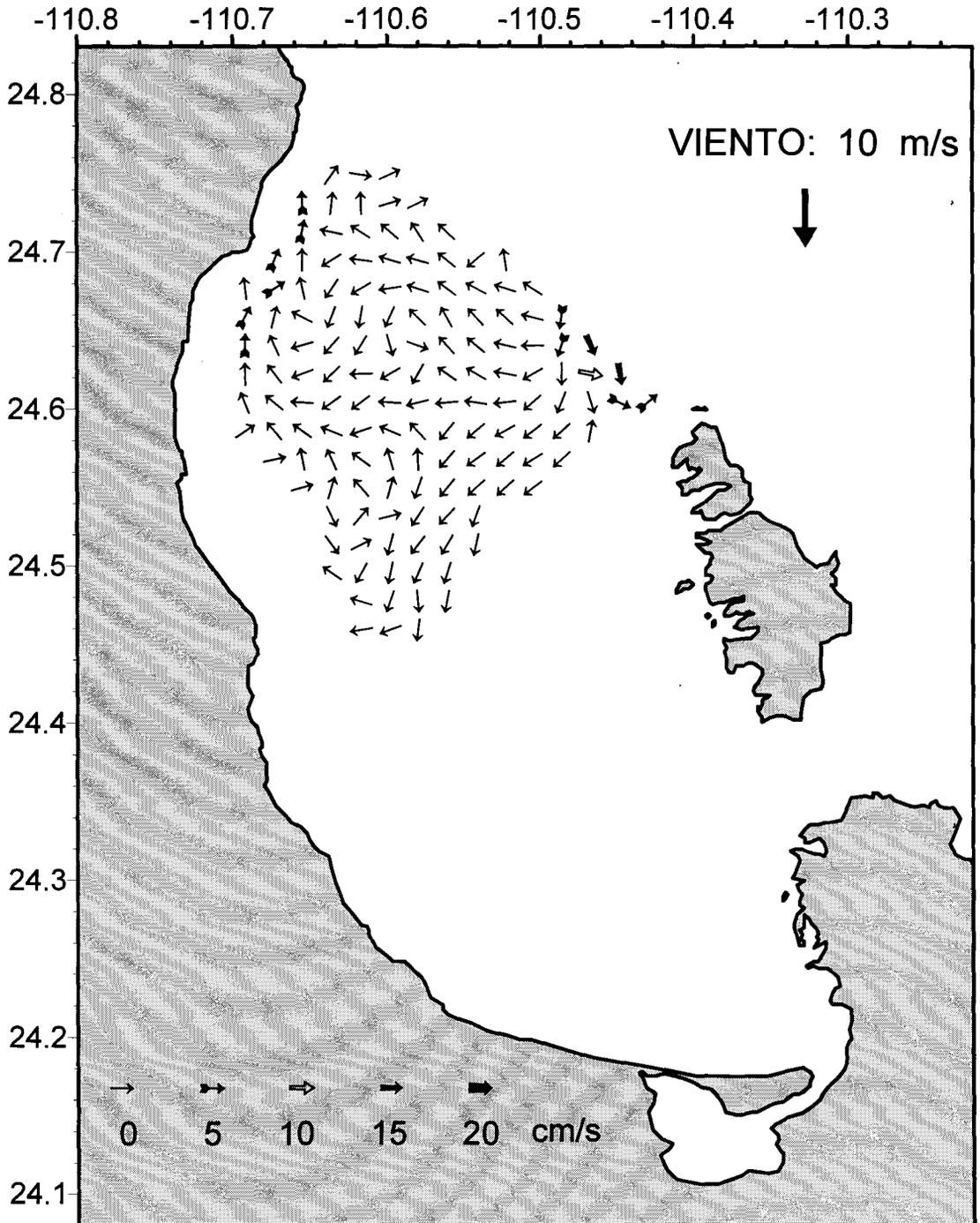


Fig.4.10. Campo horizontal de corrientes a 250 m de profundidad para viento del norte, octubre de 1997.

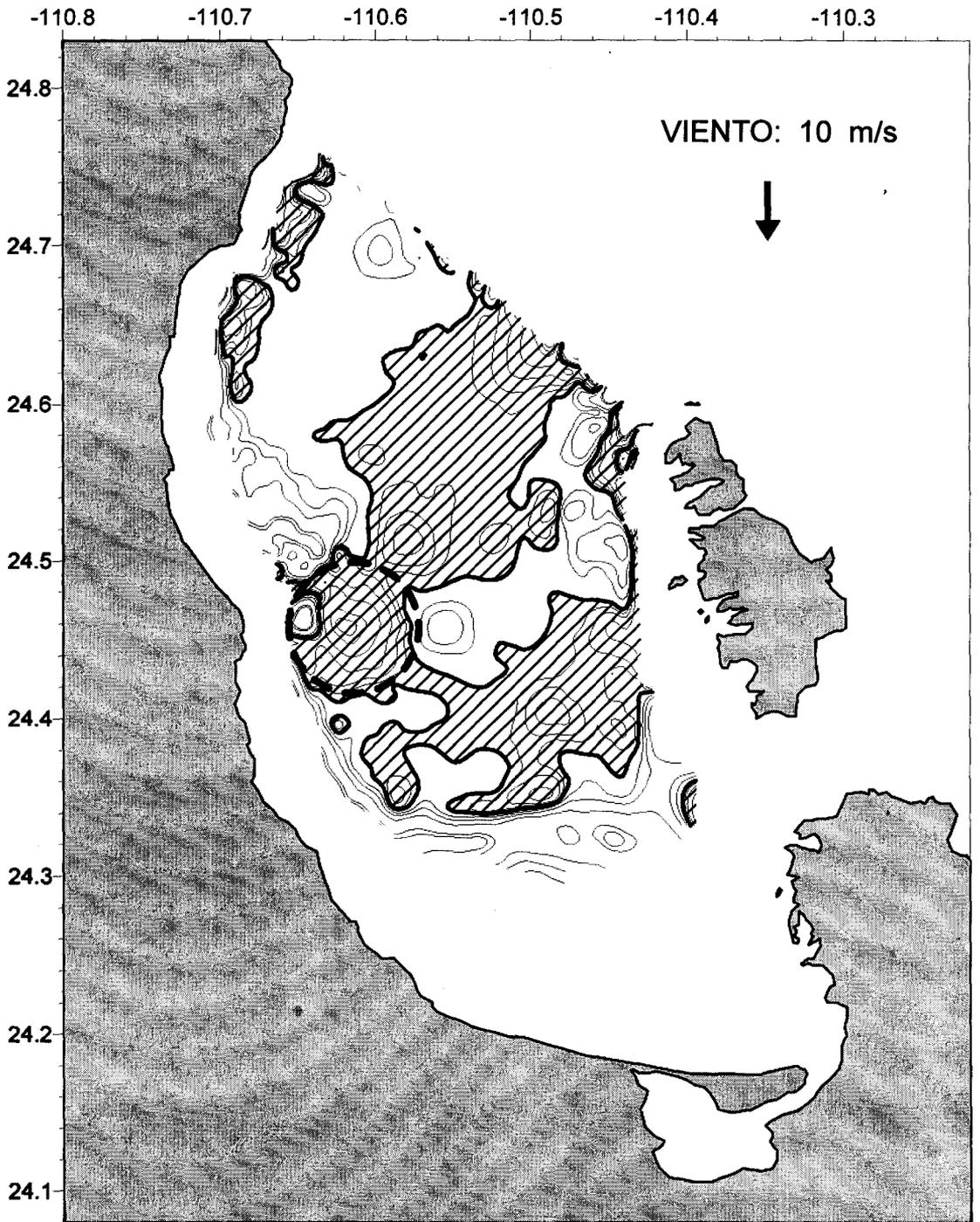


Fig.4.11. Campo vertical de corrientes a 50 m de profundidad para viento del norte, octubre de 1997.

4.4.5. Secciones meridionales y zonales de isotacas

Para vientos del norte en la sección zonal a 24.45° N, se observa que al centro de la bahía la corriente se dirige al sur, mientras que al occidente y al oriente de la bahía las corrientes se dirigen hacia al norte. En la Figura 4.12 el gráfico superior presenta las corrientes más intensas hacia el norte en la parte occidental de la bahía. En el gráfico inferior de la Figura 4.12 las corrientes son hacia el occidente y el núcleo se dirige hacia el oriente.

En el gráfico superior de la Figura. 4.13 para vientos del norte, el campo de velocidades verticales en la sección zonal de 24.45° norte indica un afloramiento relativamente rápido de aguas en la parte occidental, mientras que en la parte central y oriental hay un hundimiento lento de aguas. En el corte meridional de gráfico inferior de la Figura. 4.13 se muestra un afloramiento ancho desde el sur hasta la parte central y otro al norte, con afloramiento al norte de la Bahía.

4.5. Modelo tridimensional de transporte de masa

4.5.1. Ecuación completa de advección-difusión

En el sistema de coordenadas cartesianas con ejes x , y , z , orientados al este, norte y el vertical en la dirección del campo gravitacional respectivamente, la ecuación completa de Advección-Difusión es escrita como:

$$C_t + uC_x + vC_y + wC_z = k\Delta C + \lambda C_{zz} - \alpha C + S_c. \quad (4.60)$$

Donde C , es la concentración de la sustancia:

$\tilde{w} = w + w_c$, donde w_c es la velocidad vertical de la sustancia debido a la fuerza gravitacional;

u , v , w son las componentes del vector de la corriente;

k , λ son los coeficientes de difusión turbulenta, horizontal y vertical, respectivamente ;

α es el coeficiente no conservativo de la sustancia;

S_c , son las fuentes de la sustancia:

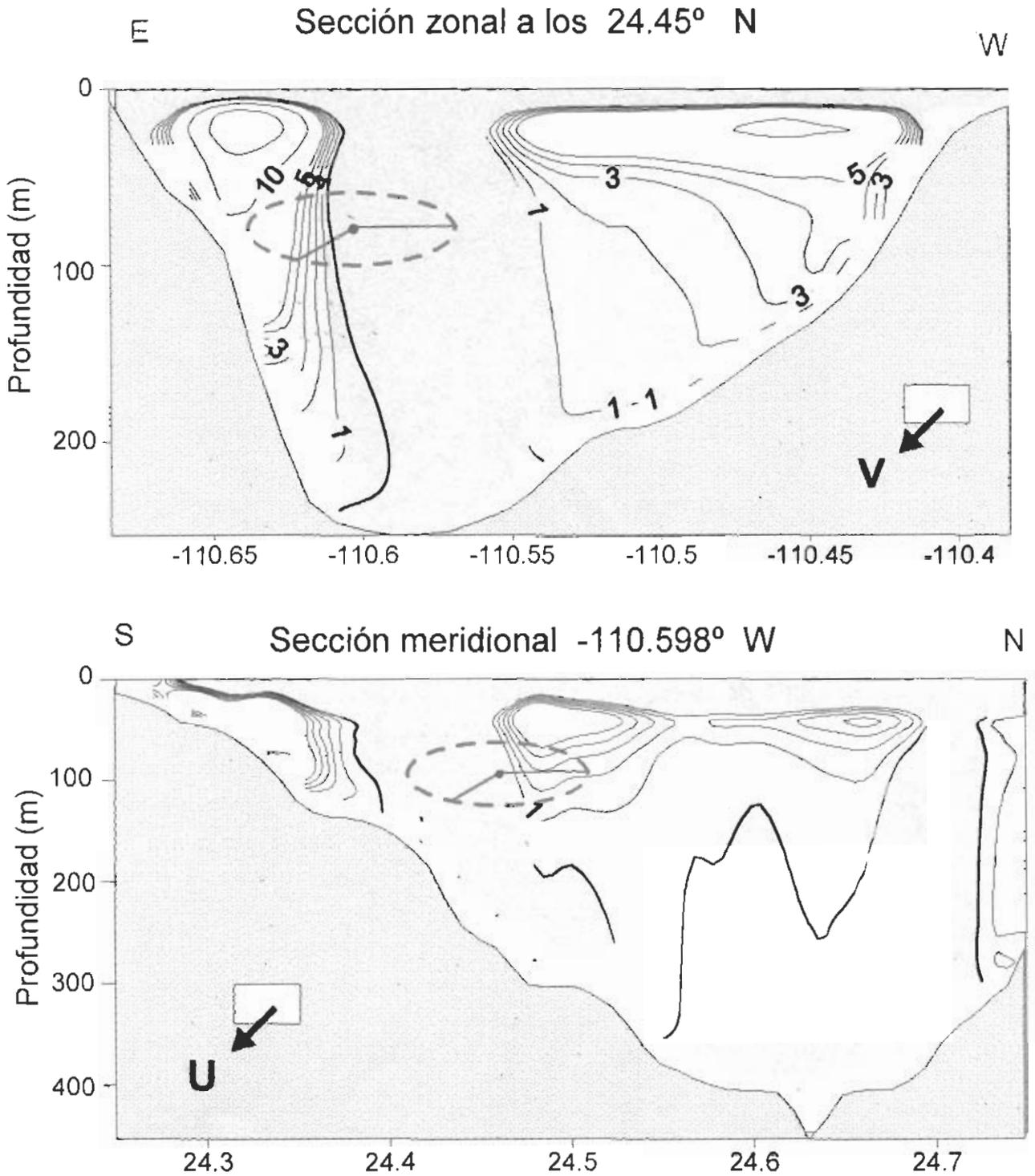


Fig.4.12. Secciones horizontales de corrientes (cm/s) en la Bahía de La Paz para viento norte en octubre de 1997. El color azul indica que el agua sale de la hoja y el verde que agua entra.

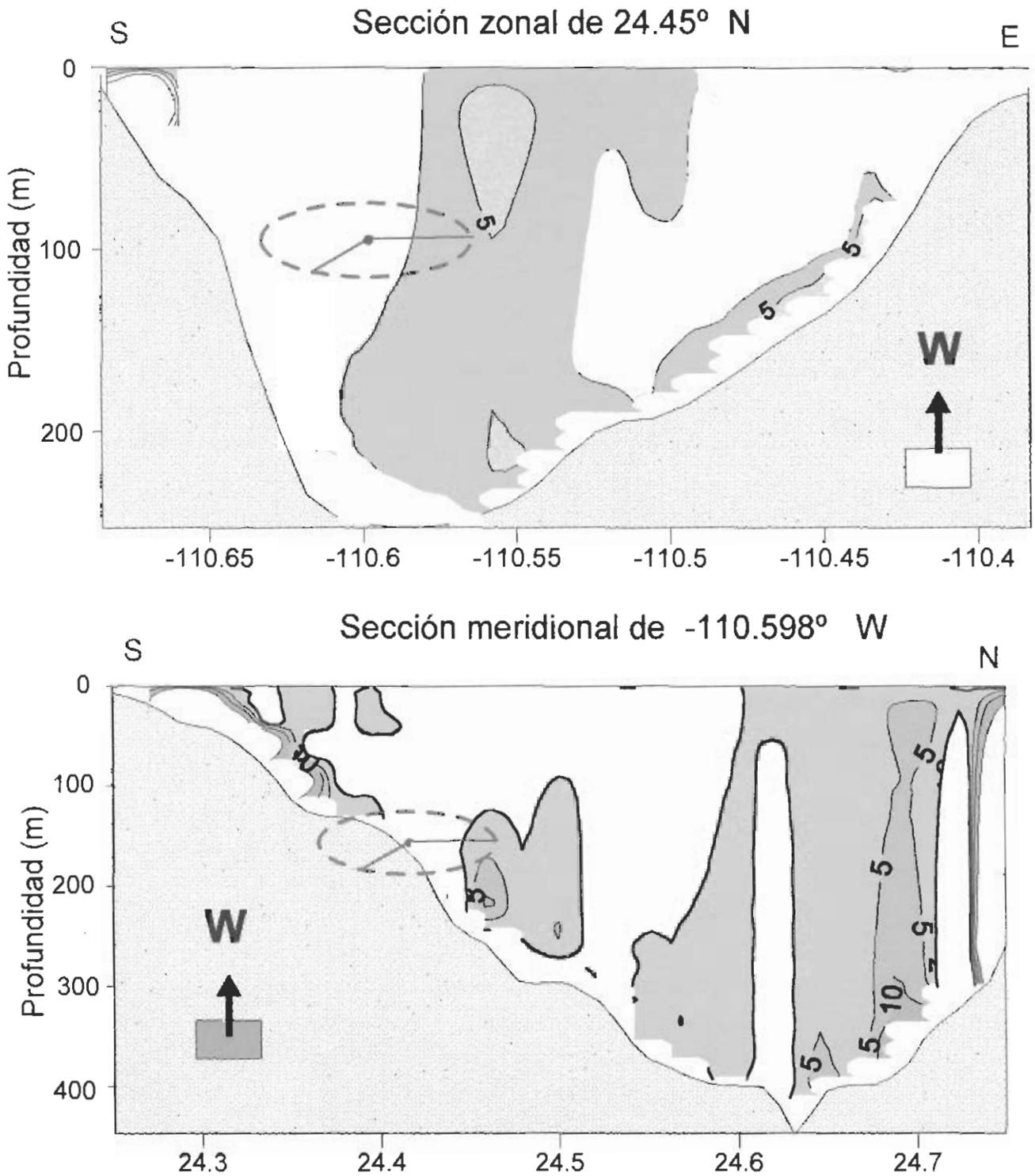


Fig.2.13. Secciones del campo vertical de corrientes (cm/s) en la Bahía de La Paz, para viento del norte en octubre de 1997. El azul indica surgencia y el verde hundimiento.

$$\Delta C = C_{xx} + C_{yy} = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) C; \quad (\cdot)_q \equiv \frac{\partial}{\partial q} \quad (4.61)$$

La ecuación (4.60), escrita en la forma más completa con los términos de advección y dispersión (debido a la difusión turbulenta), también considera las propiedades no conservativas y dinámicas de la sustancia, así como las fuentes de la sustancia.

Al aplicar a la ecuación (4.60), el concepto de "rectificación" de fondo descrito en el subcapítulo 4.2. mediante las fórmulas (4.13 - 4.16), se obtiene la nueva forma de la ecuación en coordenadas "rectificadas" x' , y' , z' :

$$C_t + uC_x + vC_y + \bar{w}C_z = \varepsilon_r \Delta C + \hat{\alpha} C_{zz} - \kappa_r C - \varepsilon_r (2z/H) \Lambda C, \quad (4.62)$$

donde las primas ($'$) se eliminaron y

$$\varepsilon_r = \varepsilon_H / r_0, \quad \varepsilon_r = \varepsilon_v / r_0, \quad \kappa_r = \kappa / r_0$$

$$\bar{w} = \frac{w}{H} - \frac{z}{H} V - \varepsilon_r \frac{z}{H} d \quad (4.63)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{H^2} (\varepsilon_r - z^2 a^2 \varepsilon_r) \quad (4.64)$$

$$\Lambda = H_x \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} - H_y \frac{\partial^2}{\partial y \partial z} \quad (4.65)$$

4.5.2. Condiciones iniciales y de frontera

Las condiciones de frontera de la ecuación (4.62) son:

- 1) En la superficie del agua se define la concentración de la sustancia $C_a(x, y, t)$ ó el flujo de sustancia $Q_a(x, y, t)$

$$\text{en} \quad z=0: \quad C=C_a(x, y, t) \quad (4.66)$$

$$\text{ó} \quad z=0: \quad \lambda C_z = -Q_a(x, y, t) \quad (4.67)$$

- 2) En el fondo y en las fronteras laterales sólidas no hay flujo de sustancia

$$z=H(x, y): \quad C_z=0 \quad (4.68)$$

$$x, y \in L: \quad C_n \equiv c / n = 0 \quad (4.69)$$

donde n es la dirección normal a la frontera.

- 3) En la frontera líquida utilizamos la combinación del transporte por advección y difusión turbulenta (condición combinada)

$$x, y, z \in L_f: (1 - \nu)(C - C_L) + (1 + \nu)C_n = 0. \quad (4.70)$$

Donde ν , representa la componente normal del vector de corriente en la frontera abierta L_f , y $C_L(x, y, z, t)$ es la concentración de la sustancia que entra a la bahía del mar abierto. La expresión (4.70) representa la dirección de la corriente advectiva de la sustancia, cuando sale del área de modelación o si entra a la región con una concentración definida.

Las condiciones iniciales de modelación son coordinadas con las fuentes de la sustancia, así como la distribución inicial de concentración en el área de modelación:

$$t=0: C=C_0(x,y,z) \quad (4.71).$$

Cuando la distribución inicial de sustancia es desconocida, se supone que $C|_0=0$.

4.6. Simulaciones del transporte de sustancias en la bahía

Como ejemplos de la aplicación del modelo tridimensional de difusión turbulenta, se imponen un campo sinóptico de vientos que causa el forzamiento sobre la superficie del mar por la transferencia de momentum, que después de un tiempo causa una distribución de corrientes de deriva. Se discutirá la simulación de tres casos distintos en la Bahía de la Paz, donde la inyección de una sustancia es continua y esta inicia su dispersión por el proceso de difusión turbulenta horizontal y vertical en el interior de la bahía según la circulación que resulte en el cuerpo de agua, debido a la distribución de masa y la corriente de deriva del viento.

4.6.1. Distribución espacio-temporal de una sustancia neutra liberada al oriente del canal de la Ensenada de La Paz

Si suponemos que se tiene la descarga continua de una sustancia en la boca del canal, que comunica la Bahía y la Ensenada de La Paz, después de 3 días,

con vientos del norte con intensidad de 7 m/s, se manifiesta la difusión de la mancha hacia el occidente en la parte sur de la bahía (gráfico izquierdo de la Figura 4.14). Mientras que para vientos del sur (de la misma intensidad), la mancha se dispersa a lo largo de la parte oriental de la bahía (gráfico derecho de la Figura 4.14). Con el mismo experimento después de 7 días, los vientos del norte difunden la sustancia a lo largo de la costa occidental llegando al norte de San Juan de La Costa. La simulación para los vientos del sur indica cómo la mancha llega frente a las playas de Balandra. Se observa cómo que los vientos del norte difunden la sustancia más rápidamente que los vientos del sur (gráficos: izquierdo y derecho de la Figura 4.15 respectivamente). Bajo las mismas condiciones del experimento después de 14 días, los vientos del norte ya no difunden la sustancia hacia el norte, pero si invade el centro de la bahía (gráfico izquierdo de la Figura 4.16), este resultado se explica por la existencia de giro sugerido por la distribución de masa (Fig. 4.3) y por los resultados del campo de corrientes (Fig.4.8). Para los vientos del sur, la sustancia continua difundiéndose hacia el oriente alcanzando las inmediaciones del Canal de San Lorenzo; también la difusión al occidente alcanza a cubrir toda la playa de la barrera del Mogote (gráfico derecho de la Figura 4.16).

En la sección zonal a 24.2233° norte (occidente-oriente), sobre la descarga continua de la sustancia en el canal, para vientos del sur después de 3, 7 y 14 días de dispersión se observa cómo la mancha avanza lentamente de oriente a occidente (gráficos del lado izquierdo en la Figura 4.17). Mientras que para vientos del norte la dispersión es mucho más rápida después de 7 días, alcanzando el extremo occidental del canal (gráficos del lado derecho en la Figura 4.17).

La sección longitudinal (sur – norte) que pasa sobre el meridiano -110.345° , para vientos del sur se observa como la sustancia se difunde hacia el norte (gráfico izquierdo de la Figura. 4.18). Para vientos del norte la difusión hacia el norte es muy lenta, por lo que la concentración en el lugar de descarga se mantienen elevada en la parte sur (gráfico derecho de la Figura 4.18).

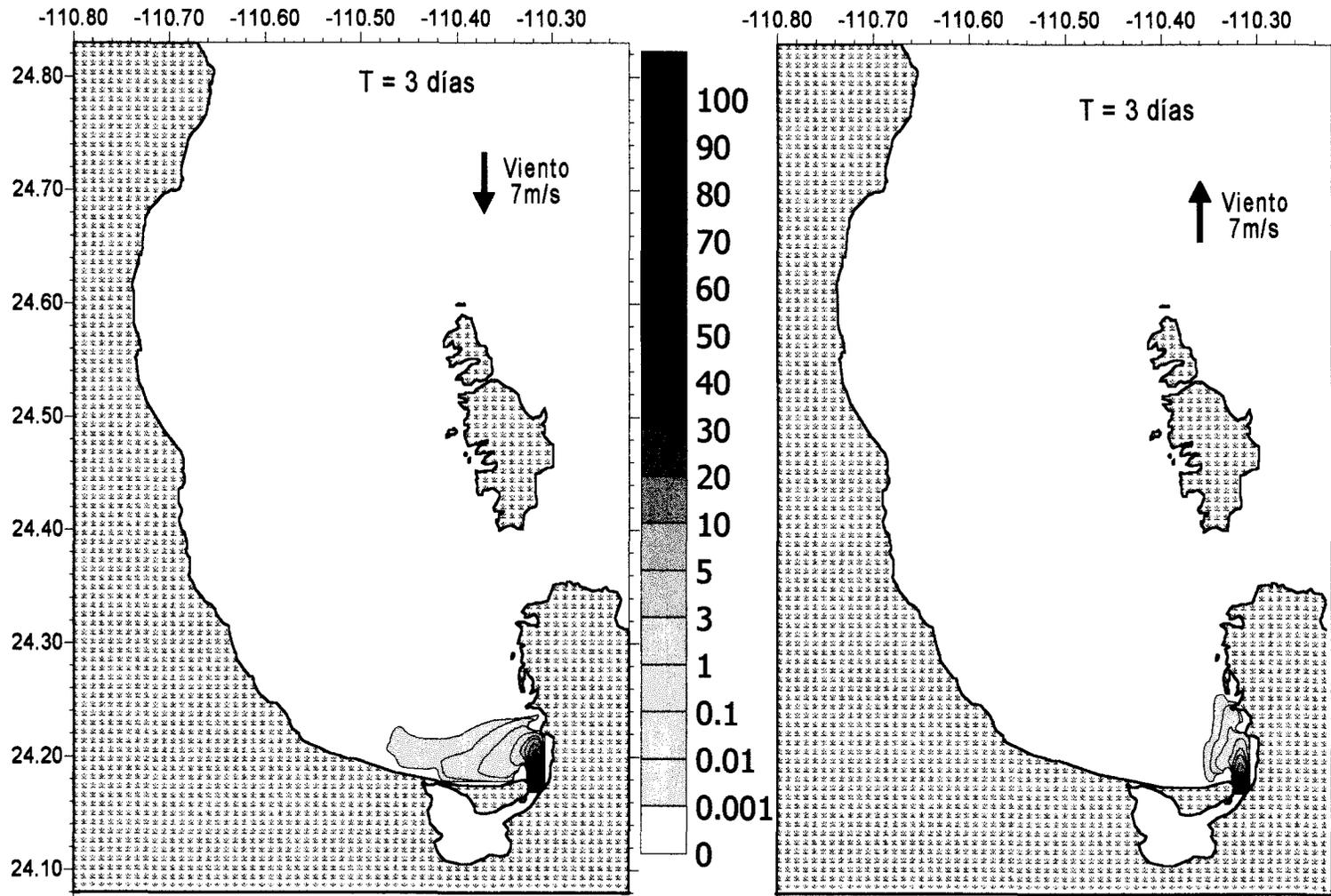


Fig. 4.14. Distribución de la concentración de una sustancia derramada desde una fuente en la boca del canal. Para 3 días de pronóstico con viento del norte y sur en la Bahía de La Paz.

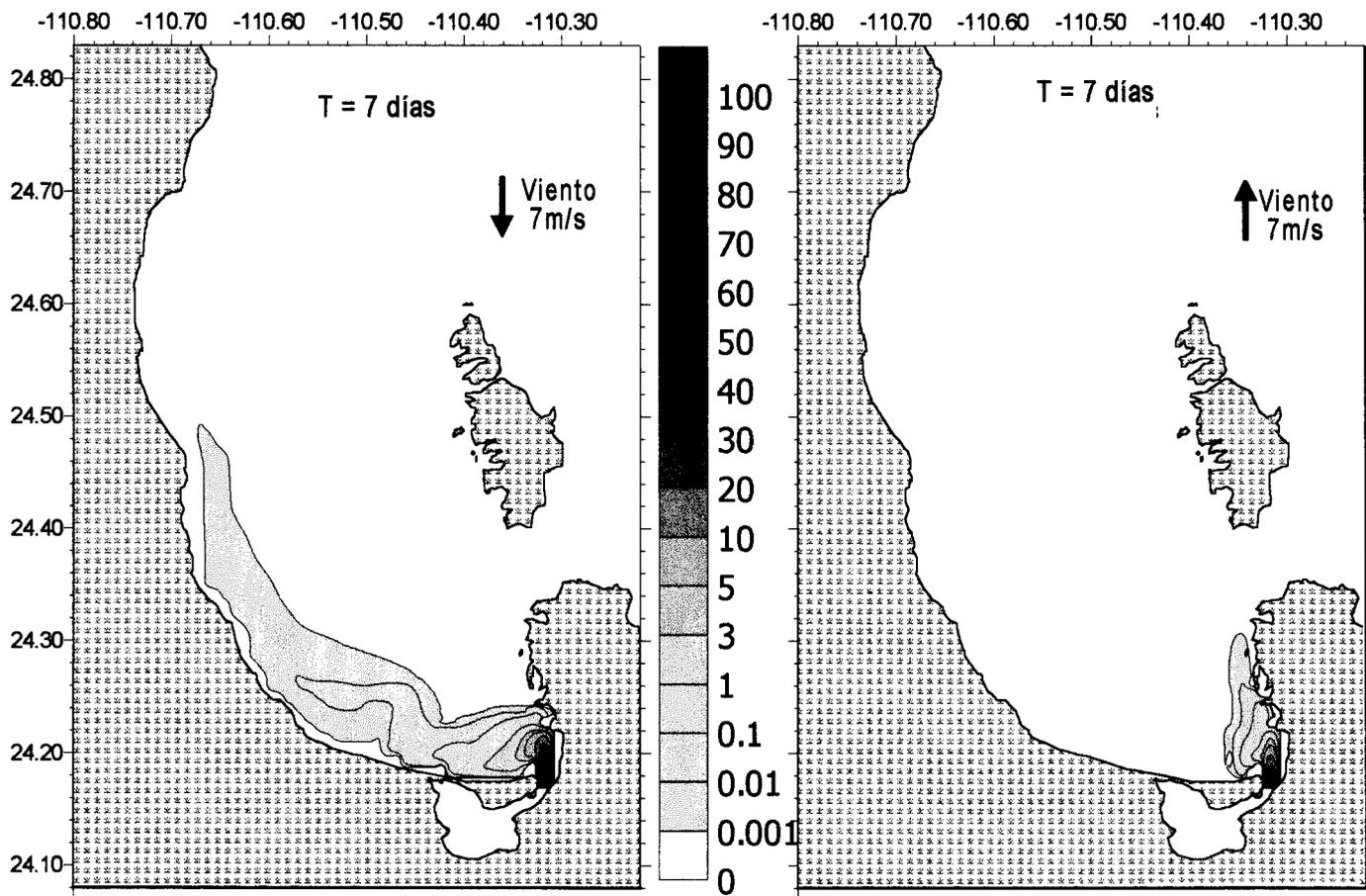


Fig. 4.15. Distribución de la concentración de una sustancia derrama desde una fuente en la boca del canal. Pronóstico para 7 días con vientos del norte y sur en la Bahía de La Paz.

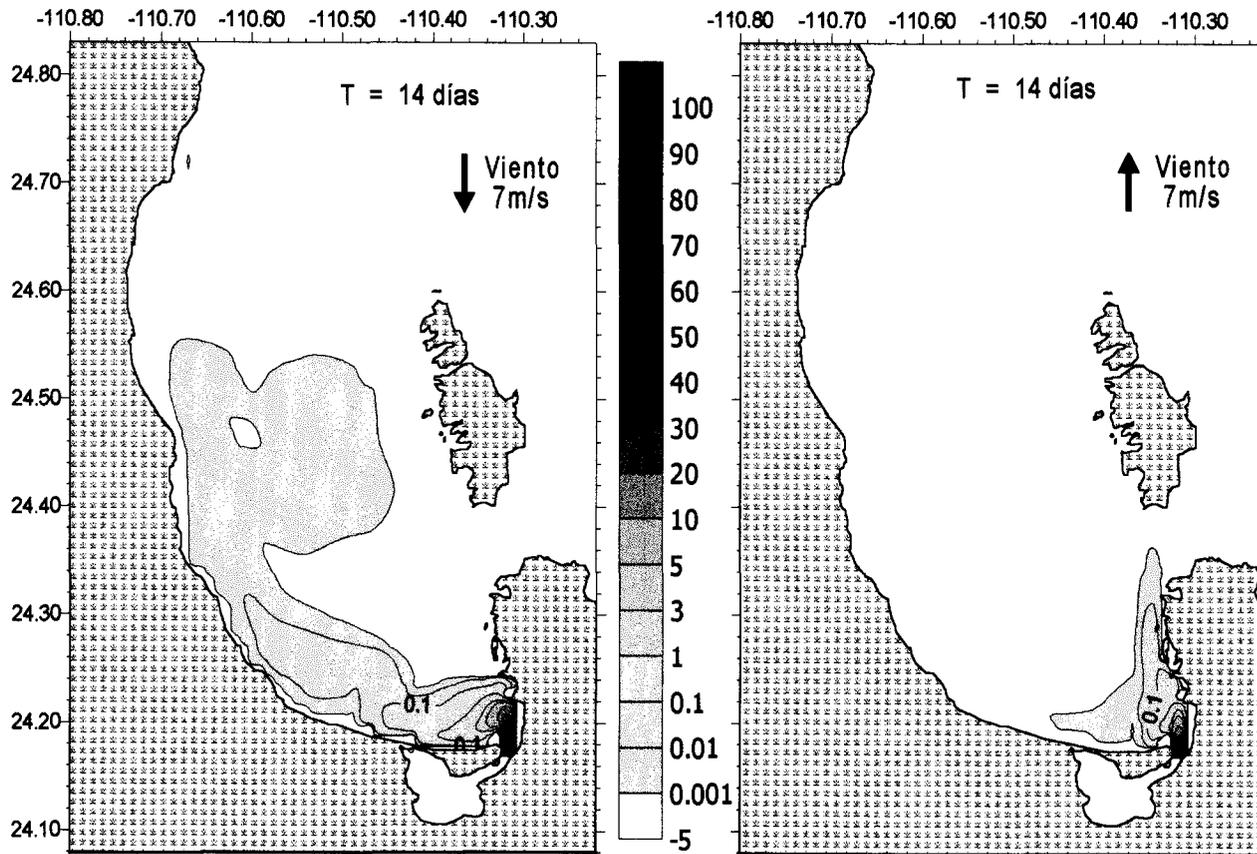


Fig. 4.16. Distribución de la concentración de una sustancia derramada desde una fuente en la boca del canal. Pronóstico para 14 días con vientos del sur y norte en la Bahía de La Paz.

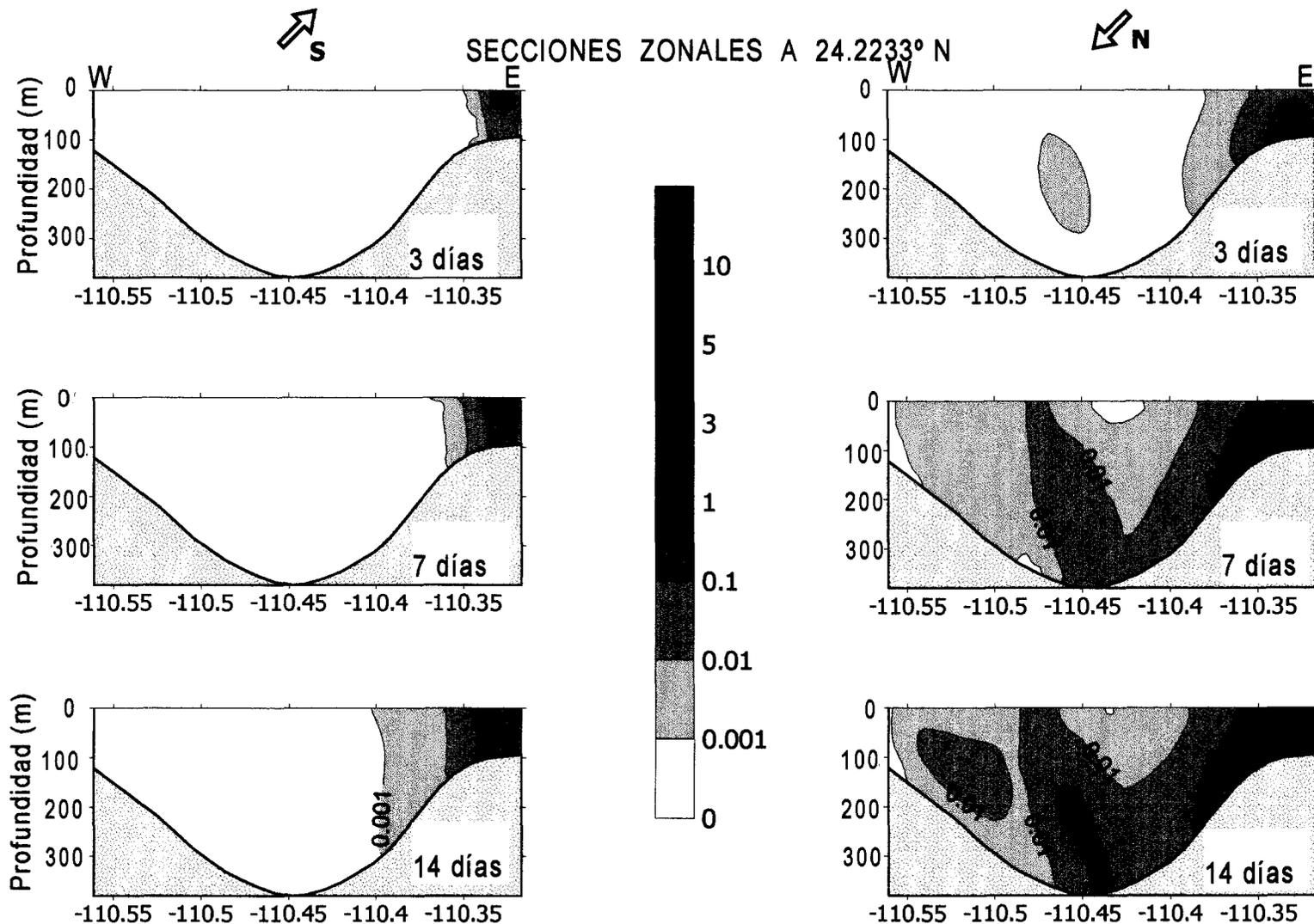


Fig. 4.17. Secciones verticales de distribución de la concentración de una sustancia derramada en la boca del canal. Pronóstico para 3, 7 y 14 días, con vientos del norte y sur en la Bahía de La Paz.

Secciones meridionale a -110.345° W

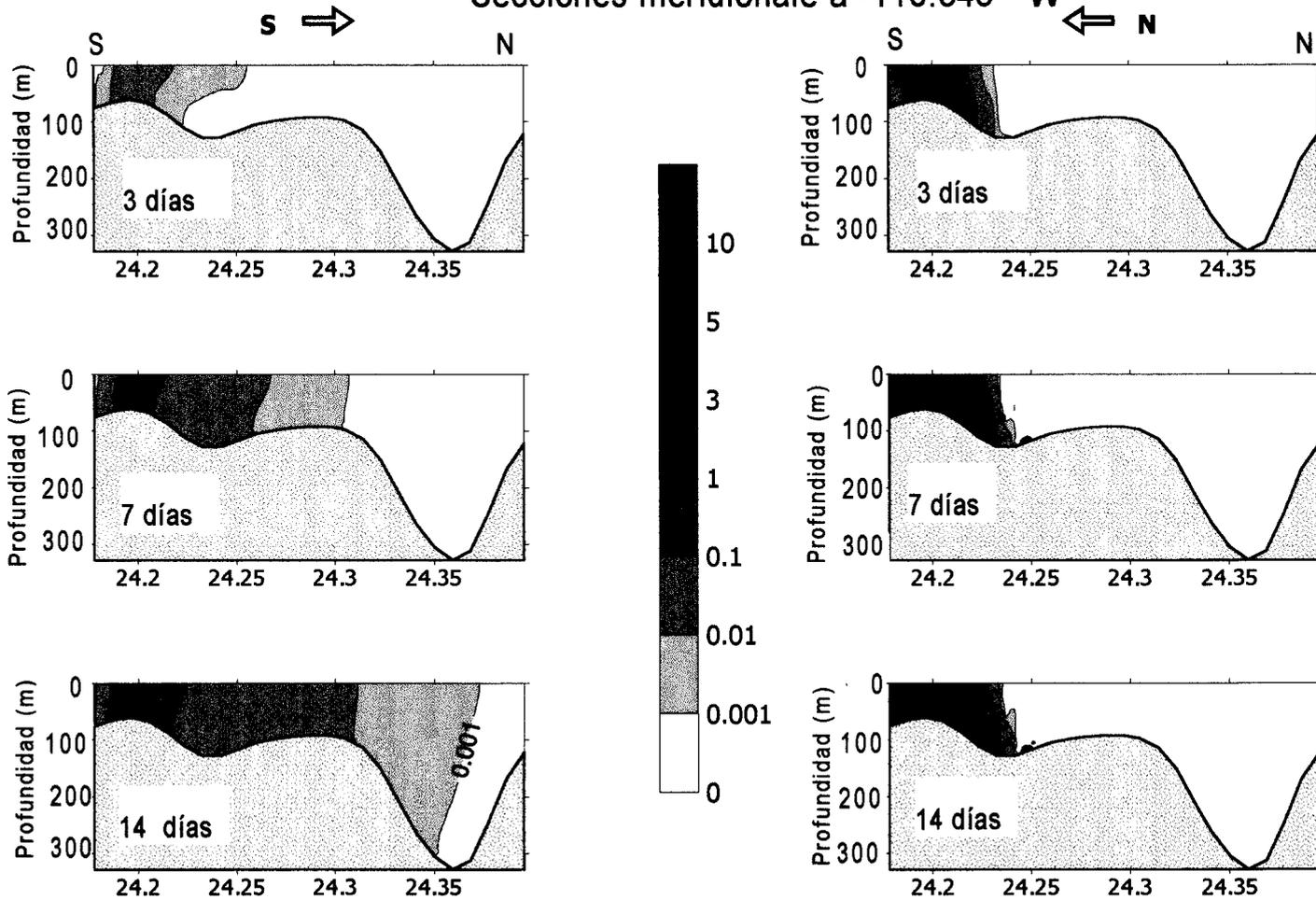


Fig. 4.18. Secciones meridionale verticales de distribución de la concentración de una suatancia derramada en la boca del canal. Pronóstico para 3, 7 y 14 días, con vientos del norte y sur en la Bahía de La Paz.

4.6.2. Distribución espacio-temporal de una sustancia neutra liberada frente al poblado Las Ánimas.

En la siguiente simulación se supone una fuente continua de descarga de una sustancia frente al poblado Las Ánimas ubicado en la parte occidental de la bahía. El modelo se aplica para simular la evolución de la mancha para uno, tres y siete días de pronóstico con vientos del norte. En los gráficos de lado izquierdo de las Figuras 4.19, 4.20 y 4.21 la sustancia se extiende hacia el norte y centro de la bahía y en los siguientes días la dispersión es similar. Para vientos del sur, la sustancia se difundiendo más ampliamente hacia el sur y oriente hasta cubrir casi toda la bahía (ver los gráficos de la derecha de las Figuras anteriores).

Con los vientos del sur después de uno, tres y siete días en la sección zonal (occidente-oriente) a los 24.4681° de Latitud norte, la difusión de la sustancia se extiende desde el oriente a occidente en la superficie. En los días siguientes la distribución es casi la misma aumentando su concentración (gráficos del lado izquierdo de la Figura 4.22). La distribución de la sustancia para vientos del norte es similar a la anterior, sólo que en este caso la difusión hacia el fondo es menor (gráficos del lado derecho de la Figura. 4.22).

Los gráficos superiores de la Figuras 4.23a y 4.23b, corresponden la sección zonal de 24.3774° N que pasa por el canal de San Lorenzo. Para vientos del norte la concentración de la sustancia se encuentra al al centro con valor máximo en la superficie cerca del Canal de San Lorenzo y valores mínimos al occidente y al oriente (Figs. 4.23a). Para vientos del sur, se reduce el área de los valores mínimos de concentración al oriente y occidente. El máximo cercano al canal de San Lorenzo se extiende hasta el fondo (Fig. 4.23b).

Los gráficos inferiores de la Figuras 4.23c y 4.23d, correspondientes a la sección meridional de longitud -110.448° W. Para vientos del norte la concentración es mayor al sur y al centro de la sección (Fig.4.23c), para vientos del sur la distribución superficial es más uniforme pero de menor alcance que en el caso anterior. En ambos casos la cuña de agua limpia penetra por el norte.

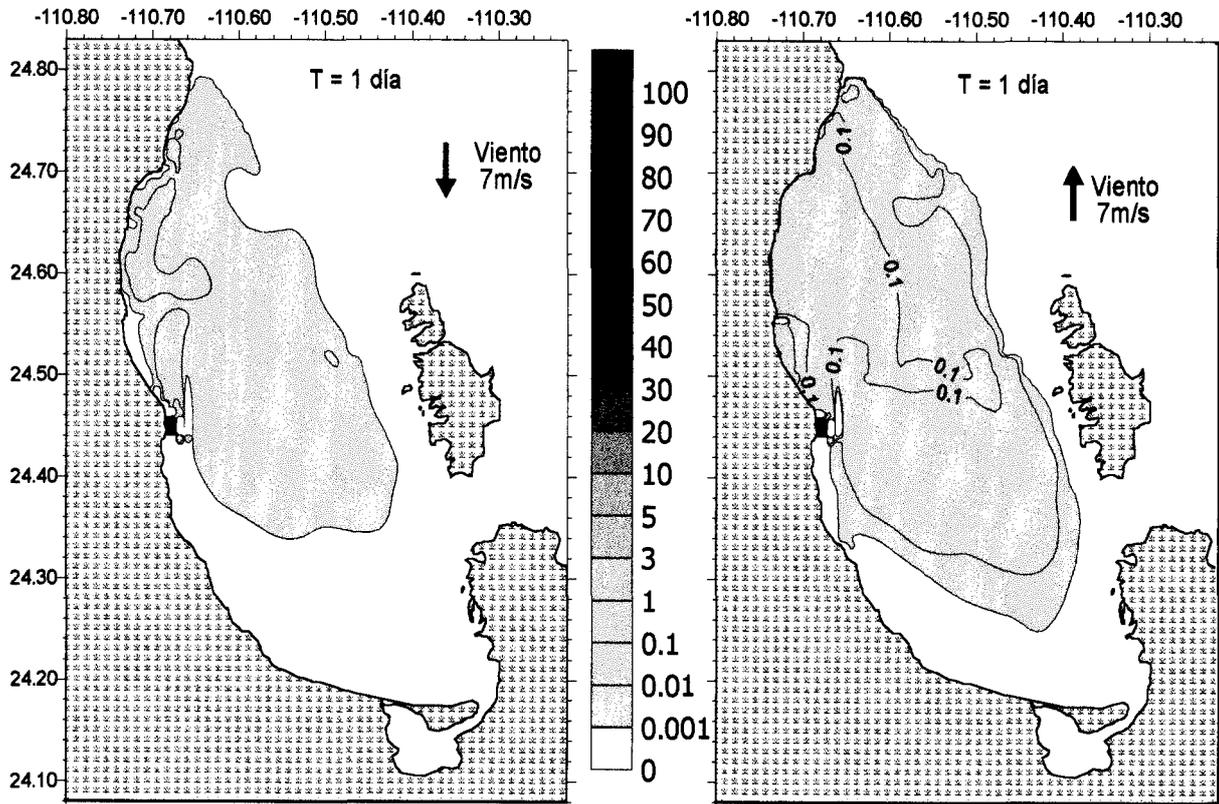


Fig. 4.19. Distribución horizontal de la concnreación de una sustancia derramada cerca del poblado Las Animas. Para 1 día de pronóstico, con vientos del norte y sur en la Bahí de La Paz.

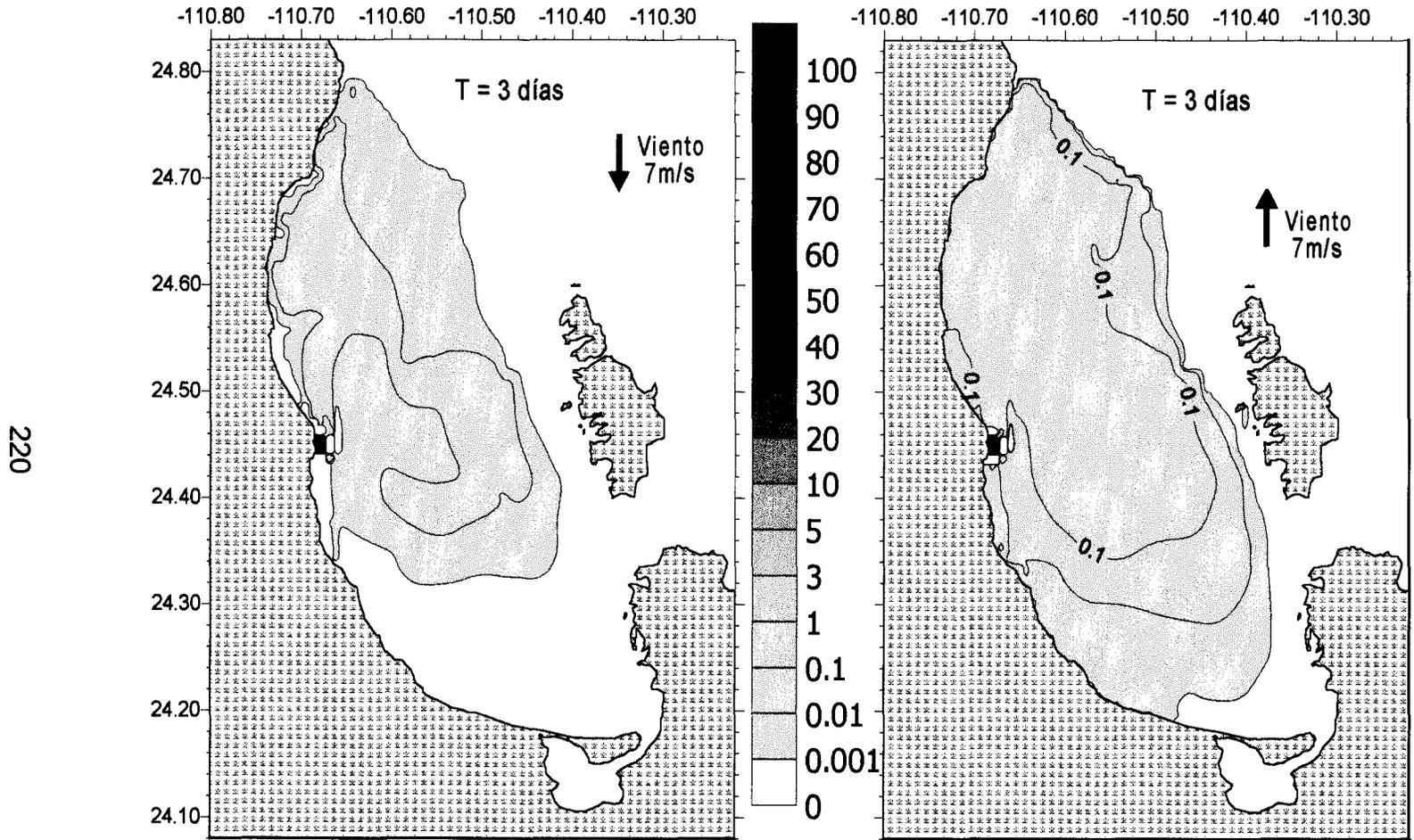


Fig. 4.20. Distribución horizontal de la concentración de una sustancia derramada cerca del poblado Las Animas. Para 3 días de pronóstico con vientos del norte y sur en la Bahía de La Paz.

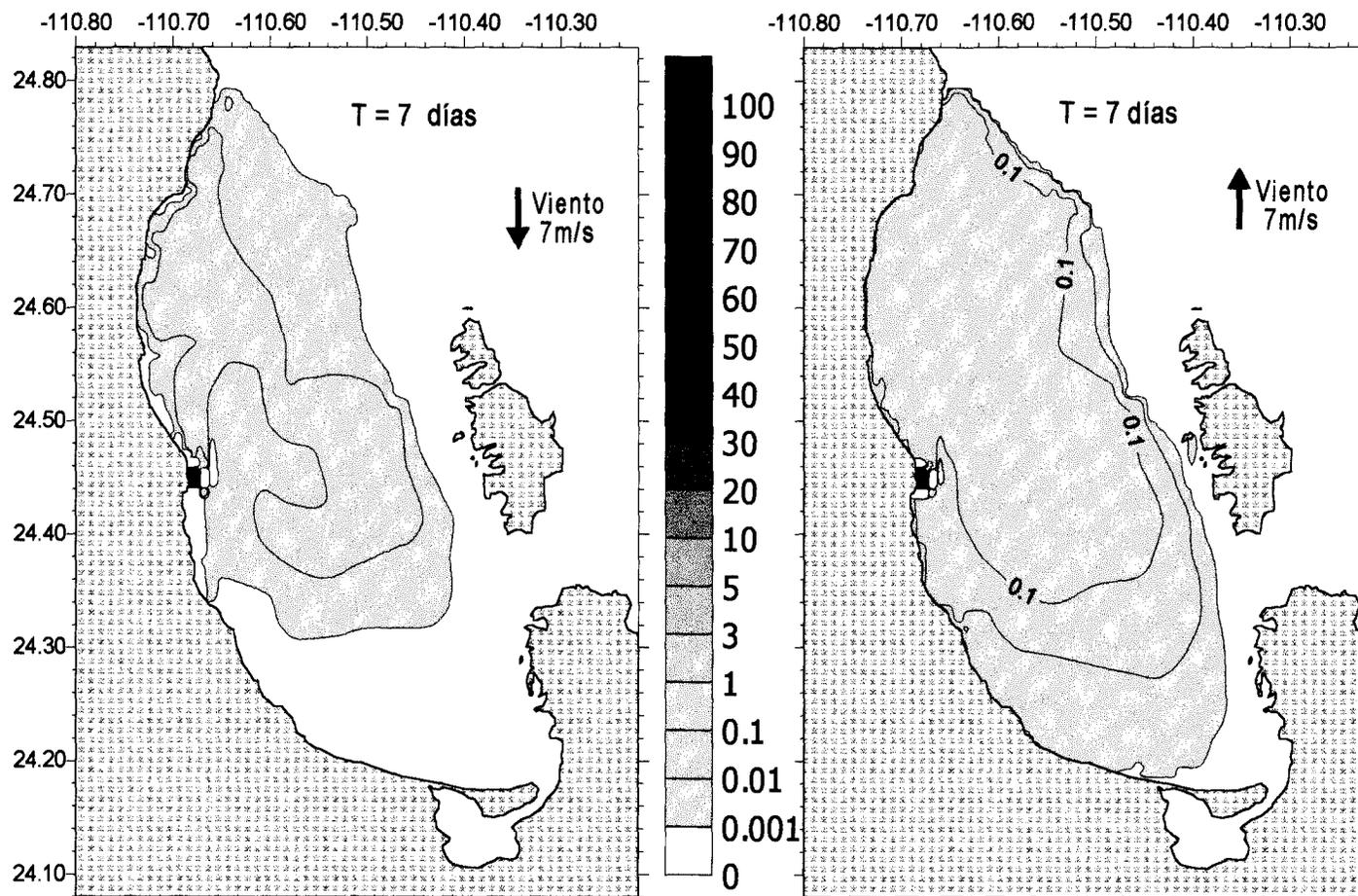


Fig.4.21. Distribución horizontal de la concentración de una sustancia liberada cerca del poblado Las Animas. Para 7 días de pronóstico con vientos del norte y sur en la Bahía de La Paz.

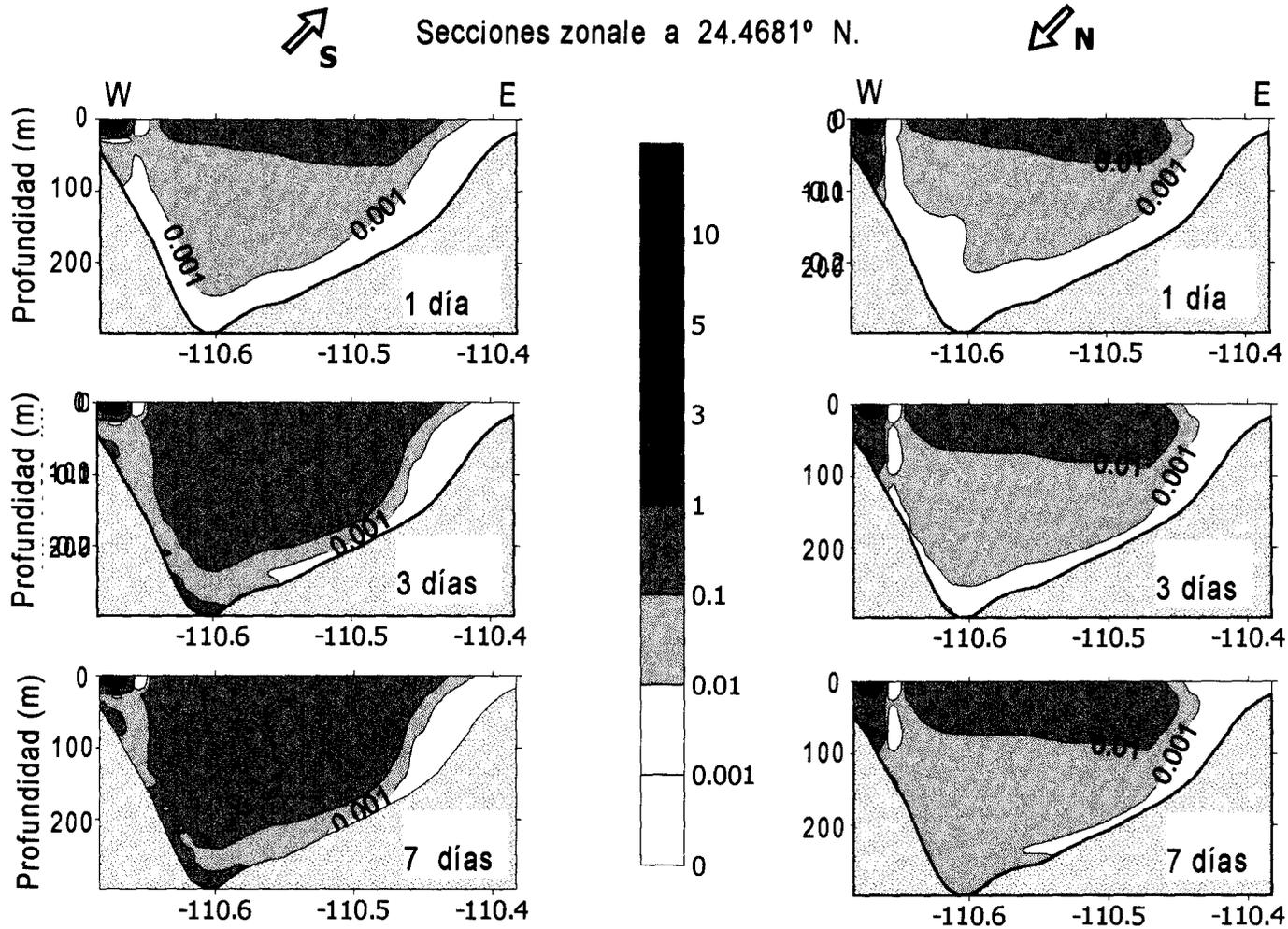


Fig. 4.22. Secciones verticales de distribución de la concentración de una sustancia descargada frente al poblado de Las Animas. Pronóstico para 1, 3 y 7 días, con vientos del norte y sur en la Bahía de La Paz.

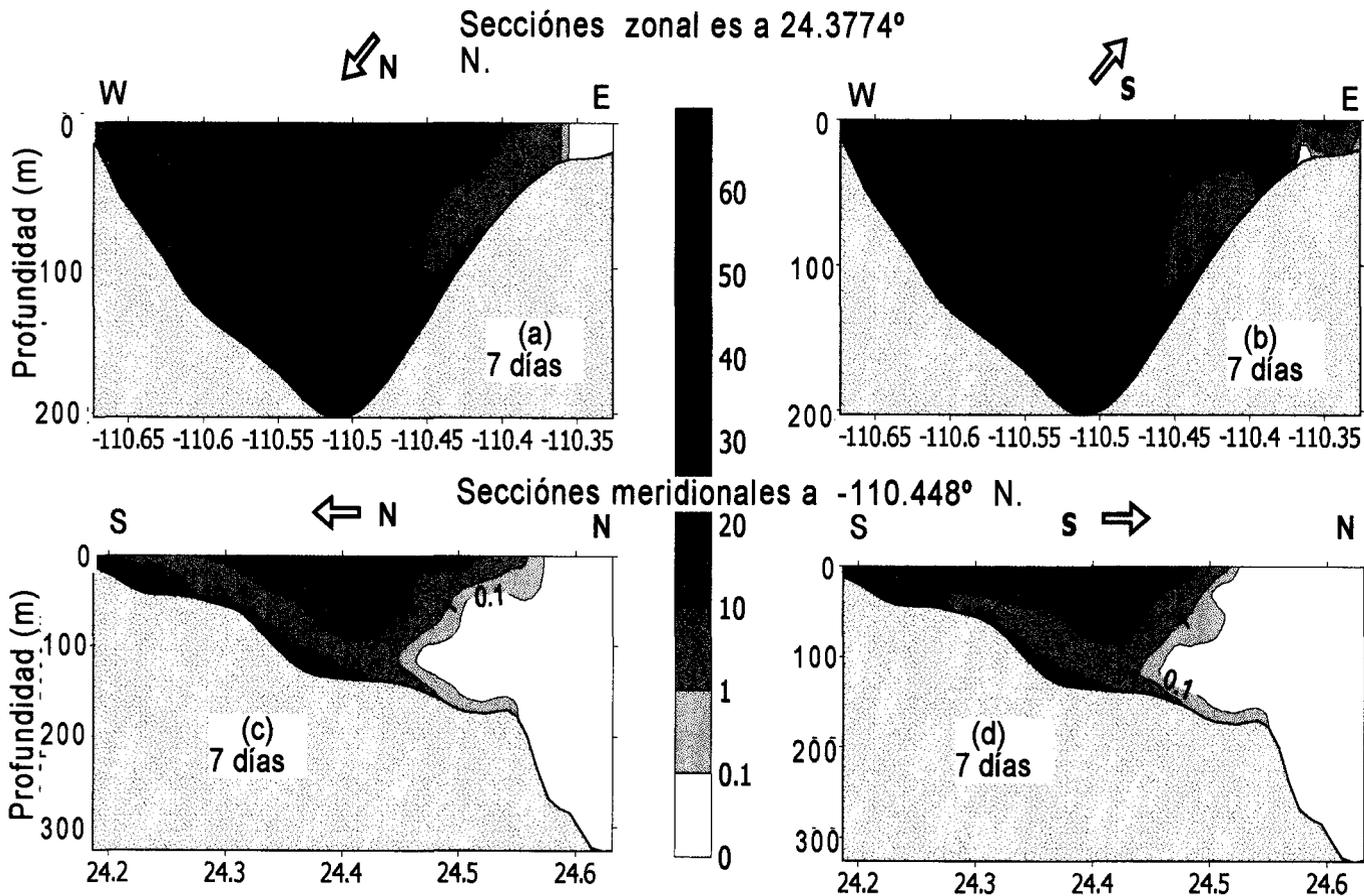


Fig.2.23. Secciones zonales de distribución de la concentración de una sustancia liberada frente al poblado de Las Animas: a) para viento del norte y b) para viento del sur. Secciones meridional: c) para viento del norte y d) para viento del Sur en la bahía.

4.6.3. Modelo numérico de ventilación en la Bahía de La Paz.

La siguiente simulación consiste en suponer inicialmente una distribución homogénea del 100 % de una sustancia en toda la bahía, para que a continuación el modelo empiece a trabajar. El intercambio de flujos entre la bahía y las aguas adyacentes del Golfo de California diluyen la concentración de la sustancia (ventilación numérica). Para vientos del norte, el gráfico izquierdo de la Figura 4.24 muestra, que después de 7 días de vientos del norte hay cuatro zonas de estancamiento de la sustancia, dos en la parte central de la costa occidental de la bahía (al sur de Punta Coyote y alrededor de San Juan de La Costa), una en la parte sur de la bahía (frente al canal de comunicación ensenada-bahía) y la última en la parte occidental de las islas Partida y del Espíritu Santo. También se observa que la parte más ventilada es frente al canal de San Lorenzo hasta el extremo suroccidental de la bahía, extendiéndose una lengüeta de agua limpia hacia el norte cercana a la costa occidental de la bahía. Para los vientos del sur con velocidades uniformes de 7 m/s, en el gráfico derecho de la Figura.4.24 aparecen tres zonas de estancamiento del agua, una pequeña en la costa occidental de la bahía (alrededor de San Juan de La Costa), otra en la parte occidental de las islas y la más grande al sur de la bahía que cubre toda la playa de la barrera arenosa del Mogote, el canal de comunicación bahía-ensenada y la parte oriental de la bahía hasta el Canal de San Lorenzo.

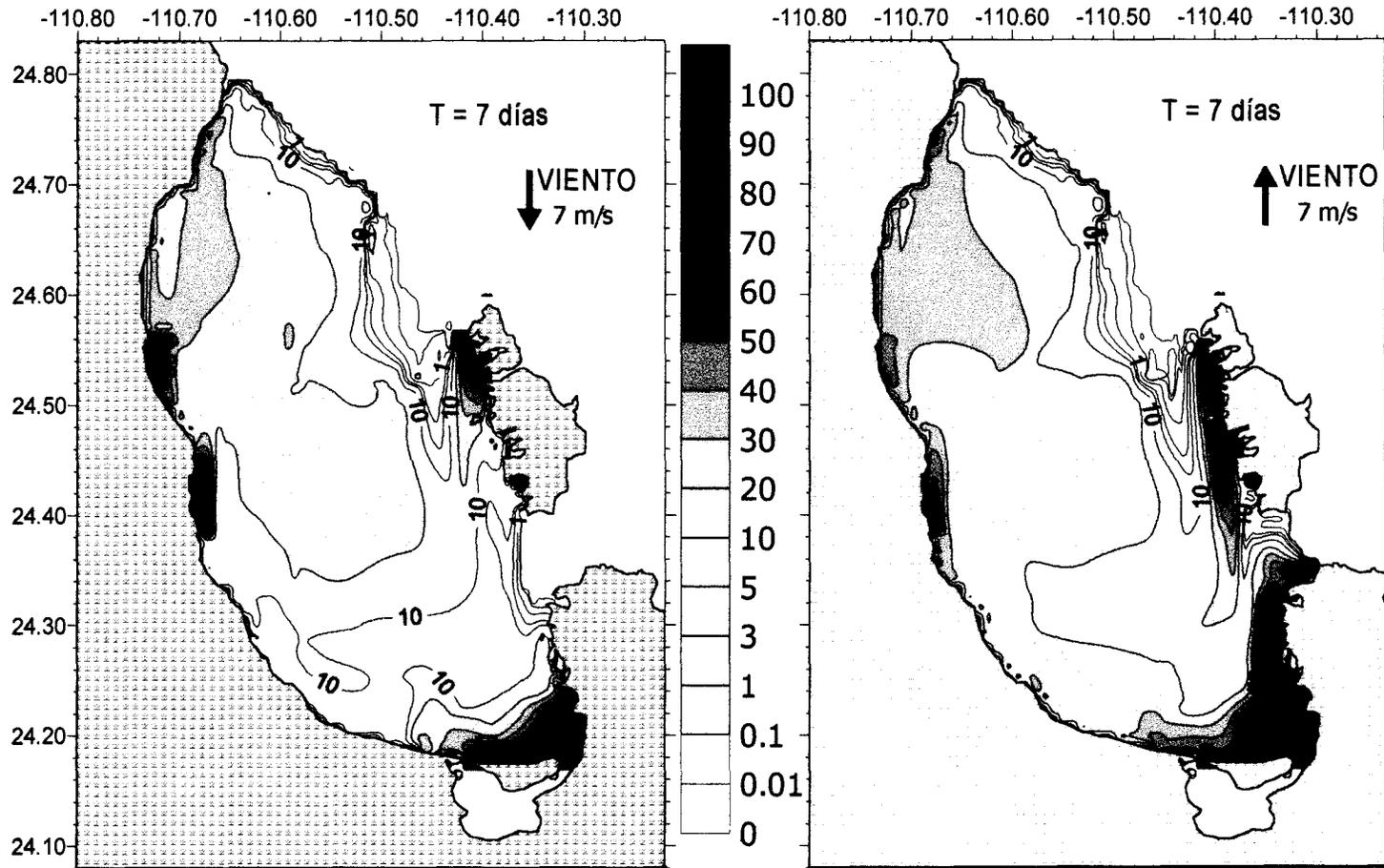


Fig.4.24. Experimento numérico de ventilación del cuerpo de agua de la Bahía de La Paz. Distribución inicial de la concentración de la sustancia del 100 % uniforme en toda la Bahía. Pronóstico para 7 días, con vientos del norte y del sur.

4.7. Resumen

- El modelo de Yoshida reconstruye con suficiente exactitud los perfiles experimentales de densidad. La modelación muestra las zonas de mayor densidad al noroccidente y sur de la bahía, coincidiendo el resultado con los datos experimentales. La picnoclina del modelo entre los 40-50 m de profundidad coincide con los datos experimentales.
- La distribución de flujos totales para vientos del norte muestra un cizallamiento de las corrientes del nornoroccidente hasta el sursuroriente. Para vientos del sur el cizallamiento se encuentra en la parte suroriental de la bahía.
- El campo horizontal de corrientes para vientos del sur es hacia el suroccidente. A los 50 m de profundidad se observa un giro anticiclónico al centro de la bahía próxima a la costa occidental y las corrientes salen por la costa occidental. El giro coincide con los resultados experimentales.
- El campo vertical de velocidades tiene zonas de surgencias y hundimiento con valores promedio alrededor de los 2 cm/s.
- En la simulación de la descarga del colorante en el canal, para vientos del norte el colorante se propaga por la costa occidental de la bahía, hasta quedar atrapado por el giro central; para vientos de sur el colorante se dispersa a lo largo de la costa oriental de la bahía hasta llegar al canal de San Lorenzo.
- En la simulación de la descarga frente a Las Ánimas con vientos del norte, después de siete días de pronóstico, la sustancia se dispersa desde la parte central de la bahía hasta la parte norte; mientras que para vientos del sur la dispersión de la sustancia es desde la parte sur hasta el norte de la bahía. La dispersión de la sustancia es más efectiva si el contaminante es liberado frente al poblado Las Ánimas, con vientos dominantes del sur.
- La ventilación de la bahía para vientos del norte marca las zonas de estancamiento del agua, en la parte central de la costa occidental, al occidente de Isla Partida y el extremo suroriental de la bahía. Para vientos del sur el estancamiento se extiende en la parte occidental de la isla Partida y del Espíritu Santo, la costa oriental y sur de la bahía.

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN

5.1. Hidrodinámica y distribución termohalina en la Ensenada de La Paz

Durante el período de registro de mareas las corrientes máximas registradas fueron de 45 cm/s sobre el extremo oriental del canal, mientras que en el ápice del canal (en la Ensenada) las corrientes máximas registradas fueron tres veces menores (15 cm/s). Simultáneamente las corrientes registradas en la parte noroccidental frente al estero Zacatecas no son influenciadas por las mareas y son nueve veces más pequeñas (5 cm/s) que las primeras. En esta última estación, la corriente promedio fue de 3 cm/s con dirección constante hacia el nororiente; esto sugiere que la corriente no depende directamente de la marea en la zona periférica de la Ensenada. Posiblemente se trata de una corriente residual de mareas, de viento o de la distribución de masa; también puede ser una corriente de compensación inducida por las corrientes superficiales del viento.

El registro simultáneo de mareas sobre los extremos del canal, muestra un desfase de aproximadamente 10 minutos durante el reflujó principal del día 23 de noviembre de 1994, pero en el siguiente reflujó ya no aparece; esto sugiere que el desfase de la marea entre ambas estaciones no es permanente.

Los cálculos de tiempo de residencia, muestran que el volumen de la Ensenada de La Paz es aproximadamente 4.5 veces mayor que el del prisma de mareas. En promedio, el volumen de agua que atraviesa por la boca del canal durante el flujo o reflujó en un período de marea es de 45 800 000 m³, valor muy aproximado al resultado geométrico del prisma de mareas y del valor estimado por el tiempo de residencia de 4.55 periodos de marea. Los errores estimados en las evaluaciones son del orden del 15 %

Los perfiles de temperatura y salinidad en el interior de la Ensenada son todos casi constantes verticalmente, que es señal de buena mezcla vertical del agua por oleaje local; sin embargo horizontalmente los perfiles son distintos. Esto indica que no hay suficiente energía para realizar la mezcla horizontal del agua en el interior de la Ensenada y debido a las grandes extensiones de aguas someras

que tiene el cuerpo de agua, no es posible que tenga una circulación como la propuesta inicialmente por Morales (1980) y Murillo-Cabrera (1982). Los registros simultáneos de temperatura en el extremo oriental del canal y al interior de la Ensenada frente al estero Zacatecas mostraron que el agua en el canal (en otoño) en promedio es más salada y cálida (0.4 ups y 1.2 °C) que las aguas frente al estero Zacatecas. La diferencia de temperaturas se explica porque, desde finales de otoño el agua de la Ensenada es más fría que el agua de la Bahía ya que la Ensenada tiene menos energía calorífica que la Bahía y ambas pierden calor en la misma proporción. Basándose en los antecedentes y resultados discutidos en los capítulos 2 y 3 de la presente tesis, se infiere un esquema de circulación para la Ensenada de La Paz, que consiste en flujos y reflujos sobre el canal; la zona marginal de la Ensenada (áreas someras, el 80 % de La Ensenada de la Paz), está sujeta a las condiciones ambientales de vientos y corrientes residuales (Figura 2.32).

5.2. Hidrodinámica y estructura termohalina de la Bahía de La Paz

La capa de mezcla en la Bahía tiene la distribución vertical uniforme de temperatura, salinidad y densidad hasta profundidades de 35-45 m durante los muestreos de otoño. Por debajo de esta profundidad se encuentra la termoclina con gradiente vertical máximo de temperatura aproximadamente de 0.25 °C/m. En agosto de 1999 la capa de mezcla prácticamente no existe ya que la temperatura y salinidad tienen un gradiente constante desde la superficie hasta los 60 m de profundidad, después, el gradiente se hace menos intenso llegando a ser débil y constante hasta el fondo.

Desde principios de otoño se inicia la disminución de la radiación solar, el aumento de la intensidad del viento y de oleaje causando la erosión de la termoclina de verano y el engrosamiento de la capa de mezcla. La capa de mezcla alcanza un grosor máximo a fines de invierno, en primavera se vuelve a iniciar el adelgazamiento de la capa de mezcla y la termoclina principal inicia su ascenso hasta llegar prácticamente a la superficie a fines de verano y es cuando

capa de mezcla se reduce hasta los primeros 5 y 10 metros de profundidad. De ésta manera en otoño se inicia el nuevo ciclo de los cambios en las características hidrológicas del agua de la bahía.

Mediante el análisis tridimensional de la estructura termohalina se obtuvo la distribución de masa para el otoño mediante los perfiles zonales, meridionales y la distribución horizontal a diferentes profundidades de las isopicna, isotermas e isohalinas es inferido un esquema de circulación (de corrientes de densidad) para la Bahía de La Paz. El esquema consiste en agua entrando por la parte noroccidental y central de la Bahía, formando un giro anticiclónico estable en la parte central y evacuando el flujo por el nornororiental de la boca de la Bahía (cerca de la Isla Partida). Al norte del canal de San Lorenzo entra el agua ocupando la parte sur de la. También existe un pequeño giro ciclónico² de menor intensidad frente a la barra arenosa de El Mogote (Fig.2.33).

Un hecho sobresaliente del presente trabajo es que los resultados experimentales se obtuvieron en la época más intensa del El Niño (otoño de 1997). La diferencia de temperaturas en la capa de mezcla entre los perfiles de octubre de 1997 y de noviembre de 1998 es de 2.5 °C. Esto se debe fundamentalmente a la presencia de El Niño; es de notarse, cómo dicho efecto impactó toda la capa de mezcla de unos 45 m de grosor aproximadamente.

5.3. Hidrodinámica y estructura termohalina al norte de la Isla Partida

En el muestreo de julio de 1997 al norte de la isla Partida y próxima al Bajo del Espíritu Santo se encontraron intrusiones de salinidad (posiblemente es agua del Golfo de California) en los perfiles de la columna de agua dando origen a inestabilidades en la isopicna que causan mezcla en la columna de agua.

El campo de densidad en la Bahía es regular y semejante a la distribución de temperaturas. El campo de densidad en la zona lejana de la Bahía está más relacionado con la distribución de salinidad. Esto puede ser explicado por a) el muestreo que no se realizó en el mismo mes, b) los factores físicos de calentamiento, enfriamiento y los procesos de mezcla inciden de diferente manera

en la parte interior de la Bahía y en la externa, c) puede ser la influencia de los accidentes topográficos que mezclan las aguas de la Bahía de La Paz con las del Golfo de California.

5.4. Difusión turbulenta en la Ensenada y Bahía de La Paz

La Ensenada presenta uniformidad espacial de la intensidad de mezcla turbulenta en el área. Esta uniformidad está relacionada parcialmente con la batimetría y con la dinámica inducida por el viento en la capa superficial. Los cálculos muestran que los coeficientes de difusión turbulenta dentro la Ensenada de La Paz tienen el rango de 1.02×10^2 a 2.3×10^2 cm^2/s . El coeficiente de anisotropía aumenta con el tiempo de 2 a 8 para las manchas localizadas en zonas de mayor profundidad y de 2 a 5 en áreas someras.

La variación del parámetro de difusión turbulenta con respecto del tiempo es ajustada a una curva exponencial y a una recta en coordenadas semi-logarítmicas, con pendiente de 0.013 y ordenada al origen de 2.682. Las fluctuaciones de los valores experimentales respecto de la recta de ajuste se deben principalmente a las condiciones ambientales (vientos, oleaje, mareas y en general al amplio espectro de escalas de turbulencia) y a los errores aleatorios en las estimaciones del área de las manchas.

Las velocidades lagrangeanas superficiales del colorante se encuentran en el rango de 6-16 cm/s , esto hace suponer que el transporte está ligado a las corrientes de deriva, ya que los experimentos se hicieron durante la pleamar (intervalo de corrientes de estancamiento). En el canal de San Lorenzo las corrientes de marea en el fondo son más intensas y alcanzan valores hasta de 25 cm/s , ya que el estrecho las amplifica. Los movimientos advectivos de las manchas indican que durante los períodos de marea alta y marea baja en la capa superficial de la Bahía, el viento y la distribución de masa son los principales factores que forman parte de la circulación superficial.

La Fig. 3.22 ilustra el desarrollo del área de las manchas y el coeficiente de difusión turbulenta K para todos los experimentos durante los días 12 y 13 de

febrero en la Bahía de La Paz. El coeficiente de difusión turbulenta K varía de 0.8×10^3 a 5.5×10^4 cm^2/s . Entonces la intensidad de mezcla turbulenta en la Bahía de La Paz es 10 veces mayor que en la Ensenada. Este resultado es explicable porque los procesos dinámicos son más intensos en la Bahía.

La evaluación del parámetro K es importante, ya que en el área de estudio no había antecedentes al respecto. Además fue de utilidad porque los resultados se usaron en la presente tesis para alimentar el modelo del transporte de masa, basado en la solución de la ecuación de advección-difusión.

5.5. Modelación numérica de transporte en Bahía de La Paz

En el modelo baroclínico tridimensional de corrientes las ecuaciones hidrodinámicas se representan en coordenadas normalizadas (rectificación del fondo) y para interpolar la estructura vertical de densidad se utilizó el modelo de densidad de Yoshida. Como datos iniciales y de frontera, el modelo es alimentado con información experimental de registros del CTD y ADCP en octubre de 1997. El modelo también incorpora cálculos de corrientes por deriva de viento. La simulación numérica, muestra que en la Bahía existe un giro de origen geomorfológicos (casi al centro de la bahía), el viento del sur induce surgencias en la parte NW de la Bahía y al centro de la misma.

Como ejemplo de la aplicación del modelo baroclínico tridimensional de corrientes a partir de una distribución del campo de densidad, el sistema es forzado por un campo uniforme de vientos del norte con velocidad de 10 m/s. El campo superficial de corrientes en la Bahía fue hacia el SW. A los 50 m de profundidad, el campo de corrientes presenta un giro anticiclónico en la parte central y cercano a la costa occidental de la Bahía. A la profundidad de 250 m, por la boca de la Bahía entran dos ramas de corrientes una se dirige al W y otra al SW, saliendo una flujo angosto por la costa NW de la Bahía.

Los resultados de la modelación numérica muestran que para algunas direcciones de viento hay tres zonas de surgencias, una en la costa NW entre Punta Mechudo y Punta Coyote, otra surgencia se localiza desde la parte central

transporte de la sustancia después de 3, 7 y 14 días muestra que la mancha es difundida progresivamente sobre la costa SW de la Bahía hasta ocupar la parte central. Para viento del sur la mancha es transportada por la costa SE de la Bahía hasta el Canal de San Lorenzo y la costa norte de El Mogote. En la siguiente simulación se supone una fuente continua de descarga de una sustancia frente al poblado de las Ánimas, para viento del norte (7 m/s) la mancha se propaga hasta el sur de la Bahía, mientras que para viento del sur la mancha no llegó al extremo sur de la Bahía.

Ventilación numérica. La siguiente simulación consiste en suponer inicialmente la distribución homogénea de una sustancia en toda la Bahía. Después de siete días de modelación con viento del norte (7 m/s), resultan cuatro zonas de estancamiento, dos en la costa central occidental de la Bahía al norte de San Juan de la Costa, otra en la parte oriental de la bahía frente a la isla Partida y del Espíritu Santo y la más amplia que se encuentra al sur de la Bahía sobre la boca de la Ensenada de La Paz. La simulación con viento del sur, las zonas de mayor estancamiento se extienden desde la parte oriental de la Bahía frente a las islas (Partida y del Espíritu Santo) y desde el canal de San Lorenzo hasta el sur de la Bahía frente a la playa de El Mogote.

5.6. Conclusiones

- ✪ La Ensenada y Bahía de La Paz tienen diferente inercia térmica por su tamaño y profundidad, por lo que responden de distinta manera a la acción de la marea y los cambios climáticos, adquiriendo ambos cuerpos de agua características hidrológicas diferentes.
- ✪ La circulación en la Ensenada de La Paz es causada principalmente por el bombeo de la marea a lo largo del canal y escasa mezcla con las aguas de la zona somera. Los vientos locales cuando son persistente e intensos (4-10 m/s) establecen una circulación acoplada al flujo y reflujos de la marea.
- ✪ La Bahía de la Paz y las aguas del Golfo de California también tienen diferente inercia térmica y la escasa profundidad de la primera le permite conservar el aislamiento de sus aguas, esto se observó al comparar los muestreos del bajo del Espíritu Santo (parte externa de la Bahía) y los de la Bahía.
- ✪ La circulación termohalina de la Bahía presentó flujos de agua entrando por la parte noroccidental de la boca y saliendo por la parte oriental de la misma. Con flujos superficiales también en canal de San Lorenzo. Existe un vórtice grande al centro de la bahía y otro pequeño en parte suroccidental.
- ✪ Las evaluaciones del parámetro de difusión turbulenta fueron obtenidas por primera vez para la Ensenada y Bahía de La Paz, mostrando ser más intensa en el segundo cuerpo de agua debido a que sus dimensiones son mayores.
- ✪ La modelación numérica de difusión frente al canal (ensenada-bahía) para vientos del norte es hacia noroccidente y con viento sur es hacia el nororiente. Frente al poblado las Ánimas se difunde más rápida con viento del norte.
- ✪ En la simulación de ventilación numérica, se observa que los vientos del norte son más efectivos (limpian mayor cantidad de área) que los vientos del sur, aunque en cada caso se observan diferentes áreas de estancamiento.
- ✪ La calibración del modelo es buena ya que reproduce los rasgos principales del análisis experimental de los datos, permitiendo realizar experimentos de dispersión con resultados importantes y verosímiles, difíciles de ser observados experimentalmente.

REFERENCIAS

- Anikiev, V.V. and O.V. Zaytsev, 1985. Numerical Modelling of Dissolved Oil Hydrocarbons Transport in Tidal Estuary. Reports of USSR Academy of Sciences, 285 (6): 1447-1450.
- Anikiev, V.V. and O.V. Zaytsev, 1987. The Simulation of Dissolved Oil Hydrocarbons in Coastal Zone of Japan Sea by Monte-Carlo Method. Water Resources, 4: 133-138.
- Anikiev, V.V., O.V. Zaytsev, T.V. Zaytseva and V.V. Yarosh, 1985. Experimental Investigation of Turbulent Diffusion Parameters in the Ocean. Izvesiya AS USSR Serie Atmospheric and Oceanic Physics, 21(11): 931-934.
- Apelt C.J. and Gout J.J., 1974. Numerical modelling of pollutant transport and dispersion in bays and estuaries. In: Numerical Methods of Fluid Dynamics. London: 307-324.
- Argote, M.L., M.F. Lavín and J.R. Hunter, 1997. Barotropic Residual Circulation in the Gulf of California. J. Geophys. Res. 100 (16): 103-118.
- Batchelor, G. K., 1970. An Introduction to Fluid Dinamics. Ed. Cambridge University Press, 615 p.
- Badán-Dangon, A., M.C. Hendershot and M. F. Lavín, 1991. Underway Doppler Current Profiles in the Gulf of California, Eos Trans., AGU, 72 (209): 217-218.
- Bowden, K.F., 1953. Note on wind drift in a channel in the presence of tidal currents. Proc. Royal Soc. Lond. A., 219: 426-446.

- Bowden, K. F., 1972. Turbulent Diffusion. Mémoires Société Royale des Sciences de Liège, 6e série, tome II: 67-77.
- Bowden, K. F and P. Hamilton.,1975. Some experiments with a numerical model of circulation and mixing in a tidal estuary. Estuar. Coast. Mar. Sci., 3: 281-301.
- Bowles, P. R., H. Burns, F. Hudswell and R.T.P. Whipple., 1958. Sea disposal flow activity effluent. In: Peaceful Uses of Atomic Energy. Proc. Int. Conf UN, Geneva. 18: 376-389.
- Bowman, D.W., 1977. Transport processes in estuaries: recommendation for research. State Univ. N.Y., Marine Science Res. Cent. Spec. Rep., n. 6, 21.
- Budaeva, V.D. and V.G. Makarov, 1996. Modeling of the typical water circulations in the La Perouse strait and Aniva Gulf region. PICES Scientific Rept., 6: 17-20.
- Budaeva V.D. and V.G. Makarov, 1999. A peculiar water regime of currents in the area of the eastern Sakhalin shelf. PICES Scientific Rept., 12: 131-138.
- Buleev N. I. y G. I. Timuchin, 1972. Combinación de diferencias finitas para la ecuación hidrodinámica de un fluido viscoso. Métodos Numéricos de Dinámica del Medio Continuo. 3(4): 33-39 (en ruso).
- Bullin J.A. and A. Duker, 1974. Stochastic modelling of turbulent diffusion with hybrid computer. Environ. Sci. Technol., 8(2): 156-164.
- Carter, H. H. and A. Okubo., 1965. A Study of Physical Processes of Movements and dispersion in the Cape Kennedy Area. Final Report under the U.S. Atomic Energy Commission Contract No. AT(30-1)-2973. 154 p.

- Carter, D. J. T., 1982. Predictions of wave height and period for a constant wind velocity using the JONSWAP results. *Ocean Engineering*, n. 9: 17-33.
- Carta Mexicana 1991. Carta Batimétrica No. 351, de la Ensenada de La Paz (en metros), con escala 1:25,000.
- Cruz-Orozco, R., C. Martínez-Noriega y A. Mendoza-Maravillas. 1996. Batimetría y sedimentos de la Bahía de la Paz, B.C.S. México. *Oceánides*, 11(1): 21-27.
- Csanady, G.T., 1970. Dispersal of effluent in the Great Lakes. *Wat. Res.* 4: 79-114.
- Dugdale R.C., 1974. A modelling of biological processes, In: *Modelling Marine Systems*, J.C. Nihoul (ed.). Oxford, Elsevier: 187-205.
- Eckart, C., 1948. An Analysis of the Stirring and mixing processes in incompressible fluids. *J. Mar. Res.*, 7: 625-275.
- Ekman, V. W., 1905. On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean Currents. *Ark. F. Mat., Astrom. Och Fysik*, 2(11): 1-53.
- Elder, J. W., 1959. The dispersion of marked fluid in turbulent shear flow. *J. Fluid Mech.* 5: 544-560.
- Elliott, A. J. and N. Hurford., 1989. The Influence of wind and wave shear on the spreading of a plume at sea. *Oil and Chemical Pollution*. Elsevier Sc. Publishers Ltd. England. Printed in Ireland. 5: 347-363.
- Farmer, D. and M. Li., 1994. Oil Dispersion by Turbulence and Coherent Circulations. *Ocean Engineer.* 21(6):575-586.

- Futimoto, M. and K. Tanaka, 1968. Experiments on dye diffusion in the ocean, performed by means of aerial photography. *Syasin Sokure*, 1(5): 8-20.
- Galkin L.M., 1975. The solving of diffusion tasks by Monte-Carlo method. Moscow, Nauka: 96 p (en ruso).
- Gifford, F., 1959. Statistical Properties of a Fluctuating Plume Dispersion Model. *Adv. in Geophys.*, 6: 117-137.
- Glossary, 1965. A Glossary of Ocean Science and Undersea Technology Terms. L. M. Hunt and D. G. Groves (editors). A Compass Publication, Inc, Arlington Virginia. 172 p.
- Gómez J., H. Cabrera y S. Farrera, 1984. Estudio hidrográfico de la Ensenada de La Paz, B.C.S., *en: Presente y futuro de la Ensenada de La Paz*, UABCS: 7-13.
- Granados-Guzmán, A. y S. Álvarez Borrego, 1984. Variabilidad de temperatura en la Ensenada de La Paz, BCS. *Ciencias Marinas*, 9: 133-141.
- Green R. C. y H. Larrinaga, 1986. Sedimentología y Geoquímica de La Laguna de La Paz, B.C.S., México. Tesis de Licenciatura, Geol. Mar. UABCS. 83 p.
- Hinze, J. O., 1959. *Turbulence*. McGraw-Hill Book Co. New York, 586 p
- Huang, N.E., 1986. An estimate of the influence of breaking waves on the dynamics of the upper ocean, In: *Wave Dynamics and Radio Probing the Ocean*. O. M. Phillips and K. Hasselmann (Eds.), Surface Plenum Press, New York: 295-313.

- James A. and P.C. Head, 1972. The discharges of nutrients from estuaries and their effect on primary productivity. In: Marine pollution and sea life, M. Ruivo (ed.), Fishing News (Book) Ltd.. Surrey, England: 87-198.
- James, A., 1978. A modeling of marine pollution. In: Mathematical Model Water Pollution Control A. James (ed.). John Wiley and Sons New York: 244-260.
- Jenkins, A. D., 1987. A Lagrangian model for wind-and waves-induced near-surface currents. Coastal Engineering 11:513-526.
- Joseph J. and H. Sendner, 1958. Über die horizontale Diffusion im Meere. Dt. Hydrogrf. Z., 11(12): 49-77.
- Kalmijin, A.D., 1988. Hydrodynamics and acoustic field detections. In: Sensory Biology of Acuatic Animals. Antema, J., Fay, R.R., Poper, A.N. and Tovolg, W. N. (eds). Springer Verlag. New York, :83-130.

- Katz, B., R. Gerard and M. Costin, 1965. Response of dye tracers to sea surface conditions, *J. Geophys. Res.*, 70: 5505-5513.
- Richardson, K. E., 1969. Stokes Drift for Random Surface Waves. *J. Geophys. Res.*, 74:6991-6994.
- Kolmogorov, A.N., 1941. Dissipation of energy in locally isotropic turbulence. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 32: 16-18.
- Korn, G. and T. Korn., 1968. *Mathematical Handbook for scientists and engineers.* McGraw Hill Book Co.: 343 p.
- Kot, F. S., C. Green-Ruiz, F. Páez-Osuna, E. N. Shumilin, D Rodríguez-Meza, 1999. Distribution of Mercury in Sediments from La Paz Lagoon, Peninsula of Baja California, México. *Environ. Bull. Contam. Toxicol.* 63:45-51.
- Kowalik, Z. and T. S. Murty., 1993. *Numerical Modeling of Ocean Dynamics.* Ed Philip L-F Liu. World Scientific New Jersey. *Advanced Series on Ocean Engineering-Volume 5:*481 p.
- Kozlov, V.F., 1969. Aspectos de la teoría de corrientes oceánicas estacionarias. Universidad Estatal del Lejano Oriente, Vladivostok, Rusia, 383 p. (en ruso).
- Kozlov, V.F., 1977. El uso de esquemas monótonos de diferencias finitas para cálculos de corrientes en el mar. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR Serie, Física de Atmósfera y Océano*, 13(7): 728-737.
- Kozlov, V.F., L.A. Molchanova y S.N. Bulgakov, 1980. El uso de modelos de densidad para cálculos diagnósticos de corrientes en el océano. *Investigaciones hidrofísicas en la parte Noroeste del Océano Pacífico*, Editorial de FEB RAN, Vladivostok, Rusia: 49-61 (en ruso).

- Langmuir, I., 1938. Surface motion of water induced by wind. *Sci.*, 87: 119-123.
- Lankford., 1977. Coastal Lagoons of México – Their origin and classification, In: *Estuarine Processes*, Willey, M. (ed.), New York, Academic Press: 182-215.
- Lavín, M.F. y Badan-Dangon, A., 1997. Estructura Hidrográfica y Circulación del Golfo de California: Escalas estacional e Interanual. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Unión Geofísica Mexicana, Monografía*, 3: 141-171.
- Lechuga, C.H., J.B.G. Bustillos, Ma.T.G. Barreiro y D. C. López., 1990. Oscilaciones Semi-diurnas, Diarias y Estacionales de Variables Físicas en La Ensenada de La Paz, B.C.S. *Inv. Mar. CICIMAR*, 5(1): 1-9.
- Loder, J.W., 1980. Topographic Retention of the Tidal Currents on the Sides of George Bank. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 1399-1416.
- López-Ramos, E., 1979. *Geología de México*. 2da. Ed., México D.F., vol. 3: 892 p.
- Makarov, V.G., 1985. Application of density models for diagnostic calculations of currents in deep sea with wide shelf. In: *Oceanological Investigations in the Pacific Ocean*. Vladivostok: 83-89 (en ruso).
- Marinone, S. G., 1997. Tidal Residual Currents in the Gulf of California: is the M_2 Tidal Currents Sufficient to Produce them?, *J. Geophys. Res.*, 102: 8611-8623.
- Marinone, S.G. and J. Fyfe, 1992. Residual Currents in the Central Strait of Georgia, B.C. *Atmosphere Ocean*, 30: 94-119.

- Marinone, S. G. y M. F. Lavín, 1997. Mareas y Corrientes residuales en el Golfo de California. Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Unión Geofísica Mexicana, Monografía, 3: 113-139.
- Meerburg, A.J., 1972. An experimental study of the turbulent diffusion in the upper few meters of the sea. *Neth. J. Sea Res.*, 5(4): 492-509.
- Merrifield, S. G. and C.D. Wimant, 1989. Shelf Circulation in the Golf of California. A Description of the Variability. *J. Geophys. Res.*, 94: 133-148.
- Morales, E. 1980. Mareas y Corrientes en la Ensenada de La Paz B.C.S. Tesis de Licenciatura. Unidad de Ciencias Marinas, U.A.B.C., Ensenada B.C., México.: 52 p.
- Morales, E. y H. R. Cabrera-Muro, 1982. Aplicación de un modelo numérico unidimensional en la Ensenada de La Paz, B.C.S. *Ciencias Marinas*, 2: 69-90.
- Morales, R. A., 1994. Mixing in the surface layers of the sea. Ph. D. Dissertation, University College of North Walles, 144 p.
- Morales, R. A., A. J. Elliott and T. Lunel, 1997. The influence of tidal currents and wind on mixing in the surface layers of the sea. *Mar. Poll. Bull.*, 1: 15-25.
- Musgrave, D.L., 1990. Numerical studies of tritium and helium-3 in the thermocline. *J. Phys. Ocean.*, v. 20 (3): 344-373.
- Nava-Sánchez. E.H. y R. Cruz-Orozco, 1989. Origen y Evolución geomorfológica de la Laguna de La Paz, Baja California Sur, México. *Inv. Mar. CICIMAR*, 4(1): 49-58.

- Neumann, G. and W.J. Pierson, Jr., 1966. Principles of Physical Oceanography. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N. J.: 545 p.
- Nihoul, J., 1974. Models of passive substance dispersion. In: Modelling of Marine Systems, J.C.Nihoul (ed.), Elsevier Sci. Publ. Co.: 69-95.
- Nihoul J.C.J., 1976. Mathematical hydrodynamic models for the study of marine circulation and dispersion of pollutants in a shallow sea. Lectures and Notes Physics: 447-472.
- Nihoul J.C.J., 1991. Hierarchy and scales in marine ecohydrodynamics. Earth Science Reviews Elsevier Sci. Publishers B.V. Amsterdam. 31: 225-277.
- Novotny, V., W.G. Wawrzyn, J. Bachhuber, S. Grant, K. Win and R. Schorfer, 1993. Sources and delivery of sediments contaminated by toxic metals to the north Avenue Dam, Milwaukee, WI, Water Sci. Technol., 28 (8-9): 103-116.
- Obeso, M., A.R. Jiménez y S. Troyo-Diequez, 1993a. Modelación Hidrodinámica de la Marea en La Ensenada de La Paz. Inv. Mar. CICIMAR, México, 8(1): 1-11.
- Obeso, M., A.R. Jiménez y S. Troyo-Diequez, 1993b. Modelación de la Marea en La Bahía de La Paz. Inv. Mar. CICIMAR, México, 8(1): 13-21.
- Obukhov, A. M., 1959. Description of the turbulence in terms of lagrangian variables: In Advances in Geophysics. Academic Press, 6: 113.

- Okubo, A. and D. W. Pritchard, 1960. Unpublished note (See D.W. Pritchard, 1960) The application of existing oceanographic knowledge to the problem of radioactive waste disposal into the sea: in disposal of radioactive wastes II 229, Int. Atomic Energy Agency, Vienna.)
- Okubo A., 1962a. Horizontal Diffusion from an instantaneous point-source due to Oceanic Turbulence: Ph. D. Dissertation, the Johns Hopkins University; Also Ches. Bay Inst. Tech. Report.
- Okubo A., 1962b. A Review of Theoretical Models of Turbulent Diffusion in the Sea. Chesapeake Bay Inst., John Hopkins Univ. Techn. Rep. 30 (Ref. 62-29), 105 p.
- Okubo, A., 1967. Study of turbulent dispersion by use of Lagrangian diffusion equation. The Physics of Fluids, Supplements 1967 :72-75.
- Okubo, A., 1969. Some Remarks on the Importance of the Shear Effect on Horizontal Diffusion. J. Oceanogr. Soc. Japan, 24: 60-69.
- Okubo, A., 1970. Oceanic mixing. Chesapeake Bay Institute, The John Hopkins University, Tech. Rep. 66: 119 p.
- Okubo, A., 1971. Oceanic diffusion diagrams. Deep Sea Res., 18: 789-802.
- Okubo, A., 1972. A note on small organism diffusion around an attractive center: a mathematical model. J. Oceanogr. Soc. Japan, 22: 1-7.
- Okubo, A., 1974. Some speculations on oceanics diffusion diagrams. Rapp. P.V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer, 167: 77-85.

- Okubo A. and D. W. Pritchard., 1969. Summary of our present knowledge of the physical processes of mixing in the ocean and coastal waters, and a set of practical guidelines for the application of existing diffusion equations in the preparation of nuclear safety evaluations of the use of nuclear power sources in the sea. US Atom. Energy, Comm. Rep., NO NYO-31099-40, 159 p.
- Ozmidov, R. V. 1958. On the calculation of horizontal turbulent diffusion of the pollutant particles in the sea. Doklady Akad. Nauk SSSR, 120: 761-763.
- Ozmidov, R. V., 1965. Energy distribution between oceanic motions of different scales. Izv. Atmospheric and Oceanic Physics Series, 1(4): 439-448, translated by D. G. Fry.
- Phillips, O.M., 1977. The Dynamics of Upper Ocean. Second edition, Cambridge University Press, 339 p.
- Pond, S. and G. L. Pickard, 1978. Introductory Dynamic Oceanography. Pergamon Press Inc. U.S.A. 241 p.
- Pritchard, D.W., 1969. Dispersion and Flushing of Pollutants in Estuaries, Proc. Amer. Soc. Civil Eng., n 95, HY1, 115-124.
- Quirós, G., Badan-Dangon and P. Ripa, 1992. M2 Currents and residual flow in the Gulf of California. Neth. J. Sea Res., 28: 41-56.
- Rapp, R.J. and W.K. Melville, 1990. Laboratory measurements of deep-water breaking waves. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A331: 735-800.
- Richardson, L.F., 1926. Atmospheric diffusion shown on a distance-neighbour graph. Proc. Roy. Soc., Lond., A110: 707-727.

- Ripa, P. y G. Velázquez, 1993. Modelo Unidimensional de la Marea del Golfo de California, *Geofísica Internacional*, 32: 41-56.
- Roden, G. I., 1958. Oceanographic and meteorological Aspects of the Gulf of California. *Pacific Science*. 12: 21-45.
- Roden, G. I., 1964. Oceanographic Aspects of the Gulf of California, *Marine Geology of the Gulf of California: A simposium, memories American Association of Petrology Geological*, 3: 30-58.
- Salinas-González, F., O.V. Zaytsev y S. Troyo-Diéguéz, 1997. Corrientes, Mareas y sus Espectros en la Playa Norte de la Barra Arenosa El Mogote B.C.S., México. *Oceánides*. 12(2): 65-67.
- Sandoval, F.J. and J. Gómez –Valdez, 1997. Tides and Tidal Currents in Ensenada de La Paz Lagoon, Baja California Sur, México. *Geofísica internacional*, 37-47.
- Sarmiento, J.L., 1983. A simulation of Bomb tritium entry into the Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 (10): 1924-1939.
- Sarmiento, J.L. and K. Bryan, 1982. An ocean transport model for the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 87: 394-402.
- Schönfeld, J. C., 1959. Diffusion by homogeneous Isotropic Turbulence: Report Fa-1959-1 Rijkswaterstat, Netherlands.

Sleath, F. A. J., 1995. Sediment transport by waves and currents. *J. Geophys. Res.*, 100(6): 10977-10986.

Soifer V.N., V.A. Goryachev, A.F. Sergeev, A.S. Astakhov, O.V. Dudarev, V.G. Makarov, S.D. Malkin, Y.I. Shtrombakh, Y.F. Rodionov, Y.A. Yashin, A.M. Kovalevskaya, R.V. Gladkikh and N.P. Rubtsov 1999. Radioactive contamination evolution of bottom sediments in the zone of the 1985 accident on a nuclear submarine in the Chazhma bight of the Sea of Japan. *Russian Meteorology and Hydrology*, 1: 48-63.

Stern, M. E., 1975. *Ocean Circulation Physics*. Academic Press, 246 p.

Stommel, H., 1949. Horizontal Diffusion Due to Oceanic Turbulence. *J. Mar. Res.*, 8: 199.

Sverdrup, H. U., 1941. The influence of the Bottom Topography in Ocean Currents. *Applied Mechanics, Th. Von Karman Anniv. Vol.*, 66-785 p.

Talbot, J.W., 1970. The influence of tides, waves and other factors on diffusion rates in marine and coastal situations. *FAO, Technical Conference on Marine Pollution and its effects on living resources and fishing. Rome, Preprint*, 18 p.

Talbot, J.W., 1981. Investigations on dispersal in an area of complex circulation - the outer Thames estuary. *Ocean Sci. Eng.*, 6(3): 301-303

Taylor C., 1980. Numerical modelling of dispersion in tidal areas. In: *Embayments and their Environment. Problems: a Case Study Swansea Bay, Proceedings of Interdisciplin. Symp.*, Swansea, Oxford: 393-407.

- Taylor, G. I., 1921. Diffusion by continuous movements: Proc. London Math. Soc. 26: 196.
- Taylor, G. I., 1935. Statistical theory of turbulence. Parts I-IV. Proc. Roy. Soc. Lond., A151: 421-478.
- Thorpe, S. A. and A. J. Hall, 1983. The Characteristics of breaking waves, bubbles clouds, and near-surface currents observed using side-scan sonar. Cont. Shelf Res., 1(4): 352-384.
- Thorpe, S. A., 1984. On the determination of K_v in the near surface ocean from acoustic measurements of bubbles. J. Phys. Oceanogr., 14(5): 841-854.
- Torres-Orozco, E. 1993. Análisis Volumétrico de las Masas de Agua del Golfo de California, Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada, Baja California. 80 p. Universidad Nacional Autónoma de México, 1994, Tablas de Predicción de Mareas. Servicio mareográfico del Instituto de Geofísica de la UNAM., 415 p.
- Veth, C. and J.T.F. Zimmerman, 1981. Observations of quasi-two-dimensional turbulence on the tidal currents. J. Phys. Oceanogr., 11(10): 1425-1430.
- Von Arx, W., 1977. An Introduction to Physical Oceanography. Addison-Wesley Publishing Company, London: 422 p.
- Weizäcker, C. F. 1948. Das Spektrum der turbulenz bei grossen Reynoldsschen Zahlen: Z. Phys., 124: 614
- Weller, R. and J.F. Price, 1988. Langmuir circulation within the oceanic mixed layer. Deep Sea Res. v. 35: 711-747.

- Wu, J., 1975. Wind-induced drift currents. *J. Fluid Mech.*, 68(1): 49-70.
- Wu, J., 1983. Sea Surface Currents Induced by Wind and Waves. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1441-1451.
- Yamazaki, H., 1993. Lagrangian study of plankton organisms: perspectives. *Bull. Mar. Sci.*, 53: 265-278.
- Yamazaki, H. and L. R. Haury, 1993. A new Lagrangian Model to Study Animal Aggregation. Reprinted from: *Ecological Modelling* 69: 99-111.
- Yamazaki, H. and K. D. Squires, 1996. Comparison of oceanic turbulence and copepod swimming. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 144: 199-301.
- Yarosh, V.V. and T.V. Zaytseva, 1980. Interpretación de Datos de Difusión con Colorante en el Mar, registrados con fotografía. *Invst. de Hidrometeorología, Vladivostok, Rusia*, 92: 21-28 (en ruso).
- Yoshida, K., 1965. A theoretical model of wind-induced density field in the oceans. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 21(4): 41-44.
- Zaytsev, O.V., V.V. Anikiev and A.V. Voitko, 1992. Numerical modelling of nonconservative pollutant transport in coastal zone. In: "Oceanic and Antropogenic Controls of Life in the Pacific Ocean" , Kluwer Academic Publishers: 333-345.
- Zaytsev, O.V., F. Salinas-González and S. Troyo-Diéguez., 1998. Water dynamics and mixing studies in the coastal zone of the Gulf of California. *Proceedings, Canadian Hydrographic Conference, Victoria, British Columbia*: 267-276.

Zaytsev, O.V., S. Troyo-Diéguez and F. Salinas-González, 1997. Field observations of wind Waves, infragravity motions and seiches in the coastal zone of La Paz Bay (Gulf of California). In: Port Coast Environment (editors). Proceeding of the Gulf 1st. International Conference., Varna, Bulgaria: 277-284.

Zaytsev, O.V. and V. V. Yarosh, 1980. The statistical model of admixture spreading in Amur Bay. Invest. of Far Eastern Hydromet. Inst., Vladivostok, 92: 63-78 (en ruso).

Zaytsev O.V., T. V. Zaytseva and V. V. Yarosh, 1980. Estructura estadística de corrientes y de viento en la zona costera del Mar de Japón. Invest. del Inst. de Hidrometeorología, Vladivostok, 92: 54-63 (en ruso).

GLOSARIO

Abordamiento (entrainment). Es un proceso de mezcla entre las capas de un fluido estratificado o entre el encuentro de dos fluidos con distinta densidad, la mezcla se inicia en la capa que tiene el mayor nivel de energía turbulenta y comúnmente se dirige hacia la capa de menor energía.

Advección. Es el movimiento potencial de un fluido con capacidad de transportar material suspendido y propiedades del fluido.

Anisotropía. Dependencia de las propiedades físicas de un fluido respecto a la dirección.

Atenuación luminosa. Extinción de la luz por el ambiente marino conforme penetra la energía luminosa a la columna de agua.

Balance de calor. Hipótesis física aplicada a un volumen de control donde se establece que el cambio de energía calorífica que experimenta el cuerpo se debe a la relación entre la energía calorífica que entra y la energía calorífica que pierde el volumen de control.

Baroclínico. Es el estado de estratificación en un fluido en el cual las superficies de presión constante (isobáricas) interceptan superficies de densidad constante (isostéricas).

Barotrópico. Es el estado del fluido en el cual las superficies de densidad constante son paralelas con las superficies de presión constante.

Coefficiente de expansión térmica. Es una relación entre el cambio del volumen de agua debido a un cambio unitario en la unidad de temperatura.

Coordenadas sigma o rectificación de fondo. Es la transformación de la coordenada vertical $Z(x,y)$ en otra coordenada vertical normalizada sin dimensiones, dada por $Z'(x,y) = Z(x,y)/H(x,y)$, donde H es la profundidad en el punto (x,y) .

Corriente litoral. Es la deriva promedio del agua marina en dirección paralela a la línea costera.

Corrientes de densidad. Movimiento del agua causado por la distribución no homogénea del campo de densidad en el cuerpo de agua.

Corrientes de deriva de viento. Son las corrientes originadas por el esfuerzo tangencial del viento sobre la superficie del mar y el momentum es transmitido a las capas subyacentes hasta cierta profundidad dependiendo de la duración e intensidad del viento. Dicha corriente también es llamada deriva de Ekman.

Corrientes eulerianas. Son las velocidades del agua en un punto fijo conforme transcurre el tiempo.

Corrientes lagrangeanas. Son las velocidades que tiene una parcela de agua a lo largo de su trayectoria.

Corrientes residuales. Son corrientes lentas que permanecen después de haberse filtrado las corrientes de mareas de primer orden; las corrientes residuales pueden ser de mareas (armónicos de segundo orden), de viento, de transporte de Stokes o corrientes termohalinas.

Densidad de energía de oleaje. Es el promedio de la energía por metro cuadrado de la superficie de la ola, una de las aproximaciones es establecida por la relación de $1250 H^2 \text{ Joule/m}^2$, donde H es la altura de la ola en metros, medida desde la

cresta al valle próximo (concepto aplicado a las olas superficiales generadas por el viento).

Densidad óptica. Es la intensidad luminosa (potencia/área) que refleja cualquier cuerpo, ésta puede ser captada mediante fotografías o películas.

Diagrama T-S. Es el gráfico de temperatura contra salinidad de los perfiles de muestreo, teniendo como eje horizontal la salinidad y como vertical la temperatura. Estos gráficos tienen como fondo isopícnas que permiten visualizar la estabilidad de la columna de agua, identificar las masas de agua presente y detectar posibles errores ya sea en datos de temperatura y/o de salinidad.

Difusión. En el océano es un proceso de mezcla a través del cual las componentes del agua marina son transferidas de zonas de alta concentración a zonas de baja. La mezcla puede ocurrir a escala molecular y mayores mediante remolinos o giros. También se dice que es la dispersión de una sustancia disuelta o suspendida en un fluido mediante procesos moleculares y remolino.

Difusión absoluta. Es la dispersión de la sustancia estudiada desde un sistema de referencia fijo con respecto de la tierra.

Difusión isotrópica. Es la difusión que tiene la misma intensidad en todas direcciones.

Difusión por cizallamiento. Es la difusión por gradientes de velocidad, verticales y horizontales.

Difusión por remolinos (eddy diffusivity). Es el transporte de una sustancia o propiedad a través del fluido por medio de un espectro amplio de remolinos en un flujo turbulento.

Difusión relativa. Es la dispersión de la sustancia con respecto de su valor promedio.

Difusión turbulenta. Es la dispersión de sustancias en el fluido por medio de pulsos turbulentos de momentum.

Dispersión. Es la redistribución de un material o propiedad en un fluido por el transporte molecular y/o turbulento a zonas de menor concentración.

Ecuación de flujos totales. Es la ecuación hidrodinámica escrita como una función potencial de velocidad, llamada flujos totales $\Psi(x,y)$.

El Niño. Es un proceso cíclico que se manifiesta en la capa superficial de agua cálida frente a las costas del Perú. El ENSO (El niño southern oscillation) es la respuesta del océano a escala global originada por una perturbación en la circulación atmosférica en las latitudes tropicales del Océano Pacífico (Neshiva, 1987).

Energía cinemática de remolinos (eddy cinematic energy). La medida de energía cinética promedio de un fluido depende del problema particular. Una componente de la energía cinética promedio de las fluctuaciones es representada por $\overline{\rho u'^2}$ donde ρ es la densidad del agua, u' son las velocidades de los pulsos (remolino) y la barra superior representa el promedio (Glosary of ocean science, 1965).

Energía cinética. Es la que posee un cuerpo por el simple hecho de moverse y se expresa mediante la relación $\frac{1}{2} m u^2$ donde u es la velocidad del cuerpo y m su masa. En los fluidos DENSIDAD DE ENERGÍA CINEMÁTICA es una medida de la cantidad de energía total que posee la unidad de volumen del fluido. Al describir la mezcla de un fluido a través de la turbulencia, se determina la razón a la cual la densidad de energía cinética (DEK) es transformada en densidad de energía

calorífica (DEC), es decir una parte del decaimiento de la energía de movimiento es transformada en calor para elevar la densidad de energía interna del fluido, medida a través de su temperatura.

Energía potencial. Es la que posee un objeto por su posición en un campo geopotencial (altura respecto de un nivel de referencia).

Espectro. En cualquier proceso dinámico es la función que representa la distribución de la energía a lo largo de un rango de longitudes de onda o de frecuencias de su movimiento.

Espectro de remolinos (eddy spectrum). Es la distribución de la frecuencia de los remolinos de diferente tamaño o escalas en un flujo turbulento, es decir, es la distribución de energía cinética de los remolinos contra las frecuencias o longitudes de onda de distinto tamaño (Glosary of ocean science,1965).

Estratificación. Es la separación de la columna de agua en capas de diferente densidad.

Estructura termohalina. Es el resultado de la acción conjunta de la temperatura y salinidad que adquiere cada elemento de volumen del mar, así cada elemento de volumen adquiere su densidad dando origen a una distribución del campo de masa.

Excursión libre de la parcela de agua durante la marea (tidal excursion). Es el desplazamiento máximo de una parcela de agua durante el flujo o el reflujo de marea.

Flujo de remolinos (eddies flux). Es la rapidez con que se transfieren las propiedades de un fluido (masa, momentum, calor o material disuelto o suspendido) por medio de remolinos en movimiento turbulento; rapidez de intercambio turbulento (Glosary of ocean science,1965).

Flujo turbulento. Es el flujo desordenado de un fluido que representa una fuente de energía para mezclar los cuerpos de agua, expresándose mediante relaciones estadísticas.

Flujo. Transporte de material o de energía a través de un área conocida, expresado en masa (o energía) por unidad de área por unidad de tiempo.

Fluorómetro. Instrumento óptico sensible a la luz emitida por la sustancia fluorescente inyectada al ambiente marino, mediante el cual se mide la concentración de la sustancia (Glosary of ocean science, 1965).

Frecuencia de Brunt-Väisälä. Es la frecuencia de oscilaciones de una parcela de agua alrededor de la línea que separa dos capas de agua de diferente densidad (océano estratificado). La oscilación será mayor si la diferencia de densidades es grande.

Función de flujos totales. Es una función hidrodinámica $\Psi(x,y)$, integrada verticalmente, que define la distribución de los flujos en el región mediante las relaciones $S_x = -\partial\Psi/\partial y$ y $S_y = \partial\Psi/\partial x$ que son componentes horizontales del flujo integral en cualquier punto (x,y) .

Gradiente. Cambio del valor de un parámetro por unidad de distancia en una determinada dirección.

Haloclina. La capa de la columna de agua donde la salinidad cambia más rápidamente con la profundidad.

In-situ. En el lugar de muestreo (en el interior del fluido).

Infrarojo. Parte de la radiación del espectro electromagnético del sol con longitud de onda mayor de 0.750 micras y menor de 1000 micras

Insolación. Radiación solar que recibe el cuerpo.

Intensidad luminosa. Es la cantidad de energía electromagnética por unidad de tiempo por unidad de área con que una cámara fotográfica capta una imagen.

Intrusión. Es la penetración de un cuerpo de agua sobre otro de características distintas al primero.

Isopicna. Líneas de densidad constante.

Isotropía. Es un fluido que tiene las mismas propiedades físicas en todas direcciones.

Mar de fondo (Swell). Es el oleaje de periodo largo que propaga la energía a grandes distancias del punto donde se originó.

Marea diurna. Cuando el nivel del mar completa un ciclo alrededor de 24:50 hrs.

Marea mixta. Cuando en el lugar afectan las mareas diurnas y semidiurnas.

Marea semidiurna. Cuando el nivel del mar cumple un ciclo alrededor de cada 12 hrs.

Marea dinámica. Es la forma de representar las mareas en grandes superficies mediante gráficos que consiste de tres elementos: un Punto Anfidrómico (punto fijo en altura y posición de la superficie marina) del cual parten radialmente líneas cotidales (de alturas máximas al mismo tiempo) y las líneas de corranco (de igual altura) que son circulares alrededor del punto anfidrómico.

Masa de agua. Es un concepto con el que se designa a un volumen grande de agua, que se identifica por un rango característico de temperaturas y de salinidad, definiendo así su densidad por lo que se mueve y tiende a ocupar su lugar de

equilibrio en la columna de agua. Su formación se da en la superficie por las condiciones climáticas de la zona y también se forman por la mezcla de dos o más masas de agua.

Modelo Euleriano de corrientes. Consiste en la solución (por el método de diferencias finitas o por elemento finito) de las ecuaciones hidrodinámicas sobre los puntos de una red que cubre la región de interés. Los resultados primarios del modelo son la distribución de corrientes y altura del nivel del mar en forma simultánea en todos los puntos de la red computacional cada determinado tiempo.

Modelo Lagrangeano de corrientes. Estos modelos realizan la predicción de las trayectorias de las partículas que se mueven sobre un campo de velocidades. Estos modelos básicamente trabajan sobre las hipótesis del sembrado de un determinado número de partículas en un punto de la malla computacional, suponiendo que las partículas tienen movimiento independiente entre sí y cada una de las partículas tiene colisiones al azar con las partículas vecinas del fluido. Generando de esta manera las trayectorias y velocidades de las partículas al transcurrir el tiempo.

Modelos de transporte de masa. En estos modelos se resuelve la Ecuación de Difusión Advección, como su nombre lo indica, las partículas son transportadas por dos mecanismos de los cuales uno es advectivo y el otro es turbulento. Otro tipo de modelos es el Lagrangeano, cuando se simulan las trayectorias de las partículas independientes en el campo de corrientes.

Momentum. Es la cantidad de movimiento, que tienen las partículas líquidas o volúmenes unitarios en un fluido, definida como el producto de la masa por la velocidad de la partícula.

Número de onda. Es el número de olas por unidad de longitud en la dirección en que se propaga el movimiento, expresado matemáticamente como $k=2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de la ola (Glosary of ocean science, 1965).

Parametrización. Es la relación matemática que se deduce en forma teórica, experimental o teórica-experimental de una característica del fenómeno en estudio. El parámetro que resulta es usado para evaluaciones y/o en modelos predictivos, como fue el caso del presente trabajo con el parámetro de difusión turbulenta.

Parámetros adimensionales. Son relaciones matemáticas entre parámetros que, después de las transformaciones arrojan un nuevo parámetro sin dimensiones, que entre una de las utilidades es para conocer la importancia relativa entre las diferentes variables que intervienen en el proceso en estudio.

Picnoclina. Es la capa de mayor gradiente vertical de densidad en la columna de agua en comparación con las otras capas inferiores y superiores.

Plunging. Es oleaje de periodo mayor de 9 segundos que al aproximarse a la costa con pendiente pronunciada rompe de manera espectacular.

Prisma de mareas. Es el volumen de agua entre la marea alta y la próxima marea baja en un cuerpo de agua costero. Es determinado por el producto del área superficial del cuerpo de agua por rango de un periodo de marea. Es usado para estimar el tiempo de evacuado del cuerpo de agua costero.

Refracción del oleaje. Proceso por el cual la cresta de una ola cambia la dirección al entrar a aguas someras por sentir la fricción del fondo.

Remolino (eddy). Es el movimiento circular del agua que puede formarse por la inestabilidad del flujo al pasar la corriente a través de estrechos o entre dos

corrientes adyacentes. El concepto de remolino es usado para un amplio rango de escalas desde el planetario con los grandes giros hasta el de pulsaciones de pequeña escala. Cualquier circulación no estable del fluido tiene intercambio de la energía de los remolinos de mayor escala a los de menor escala (Glosary of ocean science, 1965).

Sigma-t ($\sigma_t = \rho - 1$)*1000). Es la forma corta de expresar la densidad del agua de mar, por ejemplo la densidad de 1.022 g/cm³ es equivalente a 22 unidades.

Spilling. Oleaje de forma trocoidal cuyo copete es arrancado por el viento dejando en la parte superior de la ola una estela de espuma blanca.

Subrango inercial. Es introducido por Kolmogorov y representa un intervalo en el espectro de turbulencia, donde la energía cinética se transfiere libremente de remolinos de escala grande a pequeña en ausencia de fuentes y perdidas de energía. La relación es $E(\kappa) = c\varepsilon^{2/3}\kappa^{-5/3}$, donde κ es el número de onda y ε es la disipación de energía E.

Termoclina. Es la capa con el mayor gradiente vertical de temperatura.

Tiempo de evacuado (flushing time). Intervalo de tiempo (en periodos de marea) requerido para reemplazar el volumen total de agua de un cuerpo costero o marino.

Transporte. Proceso mediante el cual se transfiere de un lugar a otro una sustancia o característica del agua.

Trazadores. Sustancias naturales o sintéticas que sirven para estudiar la evolución y el alcance de los procesos naturales en el ambiente marino.

Turbulencia. Es el movimiento irregular de un fluido o de gas en el cual las diferentes características presentan una variación aleatoria en el tiempo y en el espacio, de tal modo que se pueden distinguir solamente valores promedios estadísticos.

Uranina. Es un colorante fluorescente neutro, inocuo de color amarillo verdoso, usado en estudios de difusión y dispersión en el ambiente marino al igual que la rodhamina B.

Velocidad turbulenta (eddy velocity). Es la diferencia entre la velocidad promedio del fluido y la velocidad instantánea, representada matemáticamente como: $u' = u - \bar{u}$ donde u' es la velocidad del remolino, u es la velocidad instantánea y \bar{u} es la velocidad promedio. En el mismo intervalo, el promedio de las fluctuaciones es cero ($\overline{u'} = 0$).

Viscosidad molecular. Son las fuerzas de cohesión entre las moléculas de un fluido que se resisten al desarrollo de corrientes.

Viscosidad turbulenta (eddy viscosity). Es la transferencia de momentum a través de remolinos generada por cizallamiento en regiones de intensos gradientes de velocidad (análogo a la viscosidad molecular en flujo laminar), que comprende una amplia escala temporal y espacial. El coeficiente de viscosidad por remolinos (transferencia de energía, masa o momentum) es hasta 10^5 cm²/s mayor que viscosidad molecular.