



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

MAESTRÍA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

VARIABILIDAD DE TEMPERATURA DEL MAR EN LA
BAHÍA DE TODOS SANTOS, B.C., MÉXICO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA

MARÍA ESTHER CRUZ COLÍN

Ensenada, Baja California, junio de 1997

VARIABILIDAD DE TEMPERATURA DEL MAR EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS, B. C., MÉXICO.

Resumen

Se analizan registros continuos de temperatura del agua obtenidos con termógrafos digitales colocados a tres niveles de profundidad en seis estaciones en el interior de la Bahía de Todos Santos, B. C.: Isla Todos Santos, La Jolla, Rompeolas, Punta Morro, Ciprés y Bahía Central. En algunas localidades los registros abarcan ciclos anuales, de marzo de 1993 a febrero de 1995. Se encontró que la temperatura del agua presenta poca variabilidad durante la época de invierno. Durante el verano la variabilidad se presenta a frecuencias altas (hasta 8°C en 3 horas), semidiurnas, diurnas y del orden de 6 días, ésta última en respuesta a la ocurrencia de vientos sinópticos. Se observó además que las frecuencias diurnas y semidiurnas presentan máximos de energía espectral a intervalos de ~15 días. Para los registros donde se cuenta con información a lo largo del año, se obtuvo la variación de temperatura para un día típico para cada mes. Se encontró que durante el verano, tanto la temperatura superficial como subsuperficial desciende hasta en 2°C entre las primeras horas de la mañana y las 12:00 y 15:00 horas. Este descenso corresponde con un incremento en el flujo de calor latente de evaporación y con la mayor persistencia y rapidez del viento a esas horas.

El análisis exhaustivo de los registros de viento mostró que durante otoño-invierno la brisa terrestre es de mayor duración y rapidez que la brisa de mar. Para todo el año, los espectros rotacionales mostraron que la densidad espectral correspondiente a las frecuencias negativas son mayores que las positivas.

Para explicar la variabilidad observada se analizan series de tiempo de rapidez y dirección del viento, nivel del mar, así como información hidrográfica y corrientes. Se encontró que el viento presenta frecuencias de variación diurna cuyo efecto sobre el océano es producir una variación del mismo período en la profundidad de la termoclina estacional. Por otro lado se encontró una cercana relación entre las variaciones diurnas y semidiurnas de la temperatura del agua con la marea interna.

Palabras clave: Bahía de Todos Santos, temperatura, análisis de series de tiempo, viento, ondas internas.

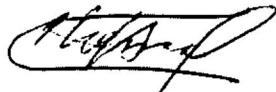
TESIS DEFENDIDA POR MARIA ESTHER CRUZ COLIN
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:



Dr. REGINALDO DURAZO ARVIZU
Director del Comité



M.C. OSCAR DELGADO GONZALEZ
Miembro del Comité



M.C. JOSE MARIA ROBLES PACHECO
Miembro del Comité

Junio de 1997.

DEDICATORIA

A mis padres, Felipe y Esther por el sacrificio de soportar la distancia.

A mis hermanas, Rocío y Anita.

A Juan.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, Dr. Reginaldo Durazo Arvizu, por su apoyo y su siempre disposición. Gracias por todo.

A los miembros del comité de tesis, M.C. Oscar Delgado González y José María Robles, por sus sugerencias y comentarios para la realización del presente trabajo.

Al cuerpo de investigadores y técnicos del Departamento de Oceanografía Física del Instituto de Investigaciones Oceanológicas: Affonso, Adán, Reginaldo, Carlos, Rafael, Eduardo, Rubén, y a Sergio L. (Chato), que sin él hubiera sido más difícil. Gracias por las facilidades prestadas para el uso de sus instalaciones y su amistad.

Al Departamento de Oceanografía Física del CICESE, por las facilidades prestadas en el uso de equipo de cómputo e instalaciones. Gracias por hacerme sentir como en mi casa.

A mis compañeros y amigos: Javier Z., Josefina, Javier B., Italo, Jorge Z. por sus atinadas sugerencias. También a Yoli, Gisela y Mike por su amistad.

A CONACYT, que por medio del esfuerzo de los mexicanos fue posible realizar y concluir mis estudios de maestría, estoy en deuda con todos ustedes.

Este trabajo forma parte del proyecto de CONACYT 1670-T9209: "Oceanografía Física de la Bahía de Todos Santos, B. C.: Circulación e hidrografía".

Contenido

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Zona de estudio	2
1.2	Antecedentes	4
1.3	Objetivos	5
2	METODOLOGÍA	5
2.1	Datos utilizados e instrumentación	5
2.1.1	Temperatura	5
2.1.2	Meteorológicos	6
2.1.3	Nivel del mar	8
2.2	Procesamiento de datos de temperatura	8
2.2.1	Análisis en tiempo y frecuencia	8
2.2.2	Gradiente vertical	8
2.2.3	Flujos de calor	9
2.3	Procesamiento de datos de viento	9
3	RESULTADOS	10
3.1	Temperatura de la Bahía de Todos Santos	10
3.1.1	Características generales	10
3.1.2	Flujos de calor	31
3.1.3	Gradiente vertical	34
3.1.4	Variaciones diurnas y semidiurnas	38
3.2	Caracterización de los vientos en la Bahía de Todos Santos	47
3.2.1	Características generales	49
3.2.2	Variaciones estacionales	51
3.2.3	Influencia del viento sinóptico	53
3.2.4	Frecuencias de variación	54
3.2.5	Brisas en la Bahía de Todos Santos	56
3.3	Correlación de la variación de temperatura con viento y nivel del mar	58
3.4	Resumen	63
4	DISCUSIONES	64
4.1	Caracterización de la variabilidad térmica la Bahía	64
4.2	Variaciones Diurnas	66
4.3	Ondas internas de período de la marea	69
5	CONCLUSIONES	75

6	REFERENCIAS	78
	APÉNDICE A	83
A.1	Teoría estadística de series de tiempo	83
	A.1.1 Análisis estadístico de datos aleatorios sencillos	83
	A.1.2 Análisis estadístico de series conjuntas	86
	A.1.3 Errores en el cálculo de espectros	88
A.2	Ecuaciones de flujos de calor	89
A.3	Procesamiento de datos de viento	91
	A.3.1 Hodógrafos	91
	A.3.2 Teoría de espectros rotacionales	93
	A.3.3 Filtros	96

Lista de Figuras

Fig.		Pag.
1	Bahía de Todos Santos, B. C. Zona de estudio y estaciones de registros.	3
2	Serie de tiempo de temperatura en La Jolla a 6 y 14.6 metros de profundidad.	11
3	Serie de tiempo de temperatura en Isla Todos Santos para: a) primavera-verano de 1993, b) otoño-invierno 1993-1994, c) primavera-verano 1994, d) verano-invierno 1994-1995.	12
4	Serie de tiempo de temperatura en Rompeolas a 3, 6.5 y 10.5 metros de profundidad.	13
5	Serie de tiempo de temperatura en Punta Morro a 8.5 metros de profundidad.	14
6	Serie de tiempo de temperatura en Ciprés a 9.2 metros de profundidad	15
7	Promedios diarios de temperatura en La Jolla para a) 1993 y b) 1994.	17
8	Igual que la figura 7, en Isla Todos Santos.	18
9	Igual que la figura 7, en Rompeolas.	18
10	Diferencias de temperaturas en La Jolla para a) 1993 y b) 1994. Línea delgada: ΔT_m y línea gruesa: ΔT_f	19
11	Igual que la figura 10, en Isla Todos Santos.	20
12	Igual que la figura 10, en Rompeolas y sólo para 1994.	20
13	Serie de tiempo (datos cada 15 minutos) para los meses de mayor variación de 1993 en La Jolla. Se indican la fase lunar de las mareas vivas (•, o) y muertas (◐, ◑) y el nivel de profundidad.	23
14	Igual que la figura 13, en Isla Todos Santos.	24
15	Serie de tiempo (datos cada 15 minutos) para los meses de mayor variación de 1994 en La Jolla. Se indican la fase lunar de las mareas vivas (•, o) y muertas (◐, ◑) y el nivel de profundidad.	25
16	Igual que la figura 15, en Isla Todos Santos.	26
17	Igual que la figura 15, en Rompeolas.	27
18	Varianzas mensuales en La Jolla para a) 1993 y b) 1994.	28
19	Igual que la figura 18, en Isla Todos Santos.	29
20	Igual que la figura 18, en Rompeolas y sólo para 1994.	29
21	Promedios horarios para cada mes (día típico) de un ciclo anual en 1994 en La Jolla.	32
22	Promedios horarios para cada mes (día típico) de un ciclo anual en 1994 en Isla Todos Santos.	33
23	Ciclo diurno de calor latente (línea continua) y calor sensible (línea delgada) para cada mes de 1994 en Isla Todos Santos	35
24	Ciclo diurno de flujo de onda larga para cada mes de 1994 en Isla Todos Santos. (W/m^2).	36
25	Contornos de temperatura ($^{\circ}C$), gráfica superior, y gradiente térmico vertical ($^{\circ}C/m$), gráfica inferior, en Rompeolas para 1994. La profundidad en este sitio es de 12 m.	39

26	Espectro de potencia típico de temperatura para la época de mayor variación en la Bahía Todos Santos. Se indican los intervalos de confianza.	40
27	Espectros de potencia corridos para la estación Rompeolas. Los contornos representan la densidad espectral ($^{\circ}\text{C}^2 \times \text{hr}$).	42
28	Igual que la Fig. 27 para La Jolla. a) Primavera-verano 1993, b) invierno-primavera 1993-1994, c) primavera-verano 1994, d) verano-invierno 1994-1995.	43
29	Igual que la Fig. 27 en Isla Todos Santos.	44
30	Igual que la Fig. 27 en Ciprés.	45
31	Igual que la Fig. 27 en Punta Morro	46
32	Espectro de potencia de los eventos de mayor densidad espectral observados en la Fig. 27 (La Jolla), para las frecuencias diurna (línea continua) y semidiurna (línea punteada), para la superficie y fondo.	48
33	Diagrama de astillas de viento en Isla Todos Santos para 1994.	50
34	Características generales de viento: Rapidez (línea delgada), persistencia (línea gruesa) y desviación estándar (línea punteada).	52
35	Hodógrafos de viento para cuatro estaciones del año en Isla Todos Santos. Línea gruesa datos sin filtrar (viento), línea delgada serie residual (oscilación diaria).	55
36	Espectros rotacionales de viento en a) Isla Todos Santos y b) Punta Morro.	57
37	Elipses componentes para frecuencias diurna (línea gruesa) y semidiurnas (línea delgada) para cuatro estaciones del año en Isla Todos Santos y Punta Morro.	59
38	Autoespectros de marea (G_{xx}), temperatura (G_{yy}) (a 6 m lado izquierdo, a 16.6 m lado derecho) y coherencia cuadrada (γ_{xy}^2). Para el primero de marzo al 15 de julio de 1994. (Las densidades espectrales están normalizadas).	61
39	Igual que la Fig. 38, solo que ahora con la componente este-oeste del viento (G_{xx}).	62
40	Anomalías de temperatura para la localidad frente a la costa sur de California, E. U. (Tomada de Stull y Tang, 1996).	65
41	Elipses componentes de corrientes para las frecuencias semidiurna (M_2) y diurna (K_1). Los números indican las profundidades de los corrientímetros, en: Punta Morro y Ciprés a 10 m, Bahía Central y Punta Banda a 10 y 36 m, en El Cañón a 36, 66, 126 y 326 m. (Tomado de García-Robles <i>et al.</i> , en prensa).	67
42	Señales diurnas resultantes del análisis armónico para los tres parámetros en Isla Todos Santos: viento (línea gris), temperatura (línea delgada) y marea (línea gruesa). Análisis a partir de datos horarios del 21 de marzo al 15 de julio de 1994.	70
43	Igual que la Fig. 42 en La Jolla del 28 de abril al 15 de julio de 1994.	71

Lista de Tablas

I	Posición de los anclajes y niveles de operación de los termógrafos	6
II	Calendario de mediciones.	7
III	Características de los sensores de la estación meteorológica Aanderaa .	7
IV	Comparación de las estadísticas básicas de temperatura en La Jolla, a 10 metros de profundidad, entre dos estudios el presente y Carrillo-Bibriezca (1993).	16
V	Comparación de las estadísticas básicas de la temperatura en Isla Todos Santos, a 10 metros de profundidad, entre dos estudios el presente y Carrillo-Bibriezca(1993).	17
VI	Gradiente térmico vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) para 1993 en tres estaciones de muestreo	34
VII	Gradiente térmico vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) para 1994 en tres estaciones de muestreo	34
VIII	Estadísticas básicas de rapidez de viento (m/s) en Isla Todos Santos para el año de 1994.	51
IX	Velocidad de aproximación de ondas de marea (C) de acuerdo con la Ec. 44, determinadas en diferentes puntos de la bahía del CALCUR2 cercanas a las del presente estudio. Los números entre paréntesis indican la profundidad del fondo en metros.	73
X	Velocidad de aproximación de ondas de marea (C) obtenida con el desfase τ de la máxima correlación entre las series de las estaciones indicadas y la distancia entre éstas.	73

1 INTRODUCCIÓN

La temperatura del agua de mar es una variable hidrográfica de importancia para la ecología y la dinámica del océano y llega a determinar los ciclos de la vida marina. (De aquí se desprende su relación con proyectos acuícolas y su repercusión en la economía) Junto con la salinidad, definen el sistema de masas de agua del océano y la circulación termohalina. A nivel mesoescala, cambios de 1 ó 2°C, producen cambios drásticos en el clima de regiones continentales y/o costeras.

La distribución de la temperatura en el océano está determinada por los flujos e intercambio de calor a través de la superficie del mar con la atmósfera, y por advección y difusión con el agua de las regiones adyacentes. Su variación depende de las características particulares de cada región, la latitud, la estación del año; las corrientes oceánicas, las fluctuaciones de la marea (Petrie y Drinkwater, 1993; Mathew *et al.*, 1991; Pineda, 1994; Gottlieb *et al.*, 1991; Cairns, 1968), eventos de surgencias (Bailey y Chapman, 1991), variaciones del viento, cubiertas de hielo, descargas de ríos (Fissel y Meeling, 1990) y ondas internas (Arthur, 1954). Estos factores causan que la temperatura presente variaciones de diferente escala, espacial y temporal. Cuantificar éstas variaciones permite entender los procesos físicos y químicos que interactúan en cierta región, mas aún si ésta es una zona costera. Por lo que se vuelve de mayor importancia, tanto para el desarrollo económico como científico, estudiar la temperatura del océano.

Describir en una zona determinada la temperatura del mar registrada a partir de series de tiempo permite aportar nuevos conocimientos de su variación y dependencia con otros parámetros, tales como son nivel del mar, viento y corrientes. En la Bahía de Todos Santos existen varios estudios hidrográficos y de corrientes realizados en las últimas dos décadas, incluyendo de variabilidad de temperatura. Sin embargo, ninguno de estos estudios establece la caracterización a partir de registros anuales. La

mayoría lo hace con mediciones puntuales y esporádicas, por lo que no cuentan con las ventajas que proporciona un registro continuo, como es el de poder detectar señales o variaciones de corto período que pudieran existir sólo en ciertas épocas del año, o aquellas que suceden como consecuencia de otras de mayor escala.

El presente estudio se basa en métodos de análisis de series de tiempo a los datos de temperatura registrados por una red de termógrafos colocados en la Bahía de Todos Santos. Las series abarcan los meses de marzo de 1993 a febrero de 1995, en donde se observaron variaciones de 6 horas, semidiurnas, diurnas y estacionales. El objetivo del presente estudio es la caracterización de la variabilidad de la temperatura observada en relación con la variabilidad del viento y nivel del mar. En este trabajo, comparado con estudios previos (Cabrera-Muro, 1971; Morales-Zúñiga, 1977; Grijalva-Chon *et al.*, 1985; Mancilla-Peraza y Martínez-García, 1991; Carrillo-Bibriezca, 1993), se hace un escrutinio más detallado de las observaciones mediante la utilización de métodos alternativos. Estos métodos permitieron una descripción más completa de la variabilidad de la temperatura, así como conocer nuevos aspectos de su comportamiento, tales como son la presencia de frecuencias diurnas de variación.

1.1 Zona de estudio

La Bahía de Todos Santos se encuentra localizada en la costa noroeste de Baja California entre los $31^{\circ}40'$ y $31^{\circ}55'$ de latitud norte y entre los $116^{\circ}36'$ y $116^{\circ}50'$ de longitud oeste (Fig. 1). El área de la bahía es de 180 km^2 aproximadamente y está limitada al sur por la península de Punta Banda, al norte por Punta San Miguel, al este por la ciudad de Ensenada, playas arenosas extendidas y por el Estero de Punta Banda, y al oeste por las Islas Todos Santos. Estas islas forman dos entradas que comunican a la bahía con el Océano Pacífico. La entrada NW es de 12 km de ancho, con profundidades menores de 50 metros, y la entrada SW es de 6 km de ancho con profundidades de 400 metros; que corresponden al cañón submarino.

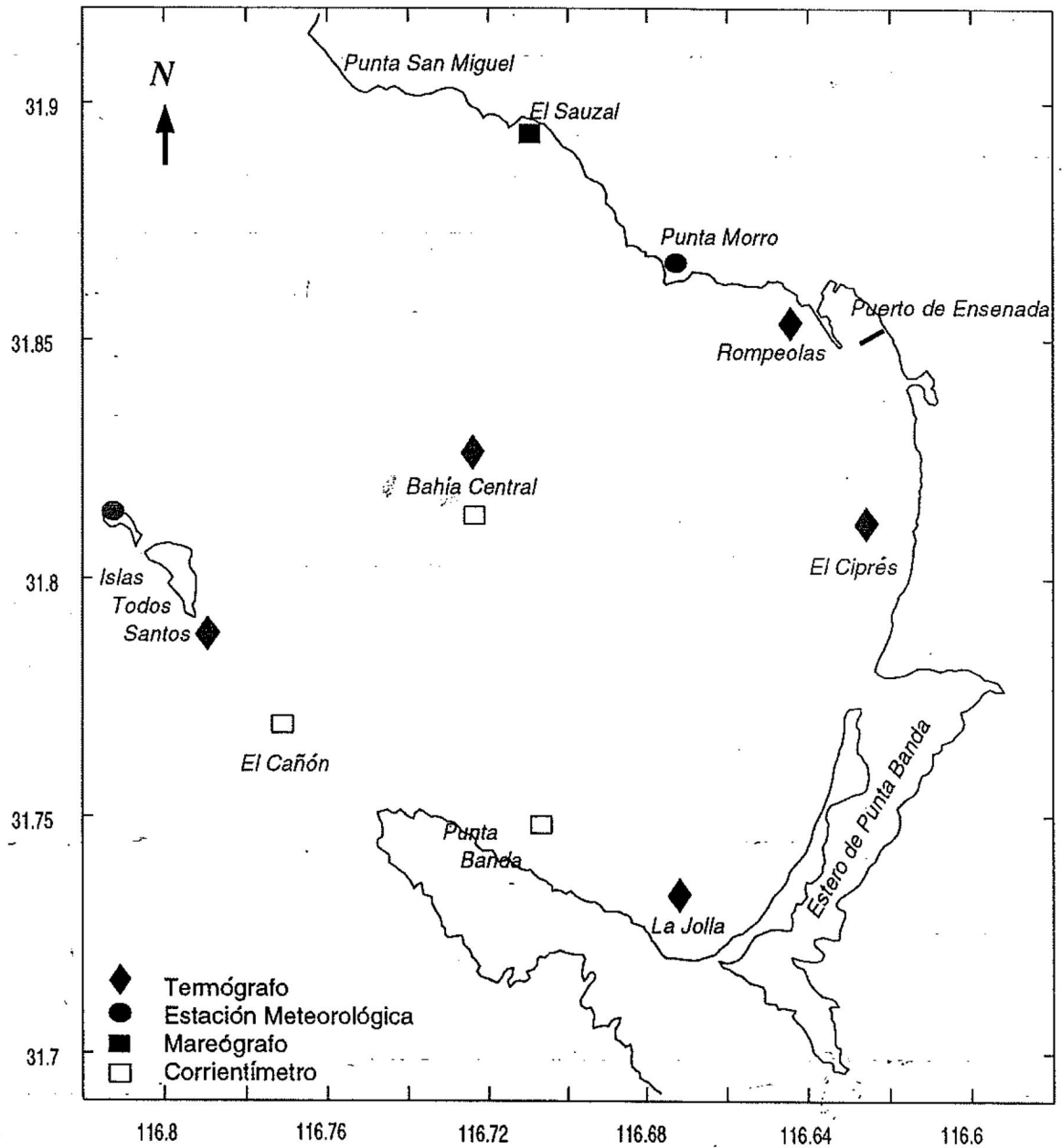


Figura 1: Bahía de Todos Santos, B. C. Zona de estudio y estaciones de registros.

1.2 Antecedentes

Para regiones que se encuentran a latitudes mayores a 30°N ó 30°S el balance de los flujos de calor a través de la superficie del mar presentan una ganancia neta en los meses de verano y una pérdida neta en los meses de invierno (Bowden, 1983). Es por eso que en la Bahía de Todos Santos, al igual que en la costa de California, se encuentran tan marcadas las diferencias de temperatura en cada de estación del año. En el verano la capa superficial del mar presenta una ganancia de calor, con una temperatura máxima de 22.14°C (Morales-Zúñiga, 1977) y una termoclina estacional entre 5 y 10 metros de profundidad (Cabrera-Muro, 1971; Argote-Espinoza *et al.*, 1975; Morales-Zúñiga, 1977). Esta termoclina se encuentra favorecida por la baja intensidad de mezcla de esta temporada, ya que el oleaje durante el verano presenta alturas promedio mínimas de 0.5 metros (Martínez-Díaz de León *et al.*, 1986) y por las intensidades de viento, que también disminuyen estos meses (Alvarez-Sánchez, 1977; Pavía-López, 1979; Pavía y Reyes, 1983). Durante el invierno se presentan temperaturas menores (13°C) y una columna del agua homogénea (Carrillo-Bibriezca, 1993). La altura promedio del oleaje en esta época es de 1.5 m (Martínez-Díaz de León *et al.*, 1986). La variabilidad hidrográfica de la bahía está asociada al régimen de la corriente de California (Gavidia-Medina, 1988; Argote-Espinoza *et al.*, 1991). Los estudios realizados hasta ahora indican que dentro de la bahía existe un gradiente térmico horizontal que se mantiene durante todo el año, con valores más altos de temperatura en el interior ($0.28^{\circ}\text{C}/\text{m}$) y los más bajos en las zonas de comunicación libre con el océano ($0.1^{\circ}\text{C}/\text{m}$) (Morales-Zúñiga, 1977; Grijalva-Chon *et al.*, 1985; Martínez-García, 1988; Mancilla-Peraza y Martínez-García, 1991).

La curiosidad de seguir estudiando la temperatura del agua en la bahía surge a raíz del estudio realizado por Carrillo-Bibriezca (1993), quien utilizó información de registros de termógrafos instalados en dos estaciones dentro de la bahía, una cercana a las islas y otra al sur frente a la playa La Jolla. Las series de tiempo de estos registros,

muestran que durante los meses de octubre de 1991 a febrero de 1992, la temperatura presenta variaciones diurnas y semidiurnas, las cuales tienen una posible relación con el viento local y la marea.

1.3 Objetivos

Caracterizar la variación de temperatura en la Bahía de Todos Santos.

2 METODOLOGÍA

Este capítulo describe los tipos de datos obtenidos, la duración de los registros y se hace una referencia al tipo de instrumentación utilizada. Se bosqueja la teoría básica pero se permite al lector la posibilidad de consultar ésta a detalle en el apéndice A. La caracterización de la temperatura de la Bahía de Todos Santos se obtiene a partir del análisis estadístico en el dominio del tiempo y la frecuencia de las series de tiempo registradas por los termógrafos. Adicionalmente se caracterizan los variaciones de los vientos en la bahía, mediante análisis hodográfico, filtros y espectros rotacionales. Se calcula la correlación cruzada entre los registros de viento y nivel del mar con la temperatura para determinar las frecuencias a las cuales se encuentran relacionadas sus variaciones.

2.1 Datos utilizados e instrumentación

2.1.1 Temperatura

Los datos de temperatura utilizados fueron los registrados por los termógrafos digitales submarinos Modelo TDS-85, instrumentos de bajo costo diseñados en el Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Consiste de un cuerpo cilíndrico de PVC de 26 cm de alto y 6 cm de diámetro que contiene los componentes electrónicos. El sistema se basa en un microprocesador 80C85 y un sensor de arreglo lineal de termistores, con intervalo de medición entre 0°C y 40°C, una resolución de 0.01°C y una precisión de

Tabla I: Posición de los anclajes y niveles de operación de los termógrafos

Anclajes	Latitud (N)	Longitud (O)	Prof. (m)	Nivel (m)
La Jolla	31°43.57	116°40.57	15.0	6.0, 10.5 y 14.6
Isla Todos Santos	31°47.43	116°47.54	17.0	6.0, 10.5 y 16.5
Rompeolas	31°51.92	116°38.23	12.0	0.5, 4.5 y 8.0
Bahía Central	31°49.54	116°43.33	45.0	35.0
Ciprés	31°47.91	116°38.68	15.0	5.8
Punta Morro	31°51.50	116°4.70	20.0	11.5

0.2°C (López-Bonilla, 1989; Manual de operación).

Estos aparatos fueron colocados en seis estaciones de la bahía (Fig. 1), almacenando series de tiempo con una razón de muestreo de un dato cada 15 minutos. La posición geográfica y profundidad de los sensores se indican en la Tabla I y la longitud de los registros se indican Tabla II. Para las estaciones La Jolla e Isla Todos Santos se obtuvieron series que abarcan más de 17 meses, desde abril de 1993 a agosto de 1994. En la estación Rompeolas se obtuvieron series simultáneas para los tres niveles de profundidad, desde diciembre de 1993 hasta agosto de 1994. En el resto de las estaciones (El Ciprés, Punta Morro y Bahía Central), sólo se cuenta con registros a un nivel de profundidad y el registro no es anual, debido a problemas de operación en los termógrafos.

2.1.2 Meteorológicos

La información consiste en datos de rapidez y dirección de viento, presión atmosférica, humedad relativa, temperatura ambiente y radiación solar neta. Esta información fue registrada por las estaciones meteorológicas Aanderaa de la Isla Todos Santos y Punta Morro (Fig. 1). Los valores de precisión y resolución se muestran en la Tabla III. Dichas estaciones consisten en un sistema autónomo de adquisición de datos con una la razón de muestreo es de un dato cada hora. La duración de los registros obtenidos en ambas estaciones, se aprecia en la Tabla II.

2.1.3 Nivel del mar

Los datos de nivel del mar utilizados se obtuvieron del registro de un mareógrafo tipo de flotador y polea (marca *Leupold y Stevens*, Mod. 7001), ubicado en el puerto de El Sauzal (Fig. 1). Estos datos abarcan los años 1993 y 1994 y presentan algunos huecos en verano (ver Tabla II).

2.2 Procesamiento de datos de temperatura

2.2.1 Análisis en tiempo y frecuencia

Inicialmente se graficaron los datos crudos de las series de temperatura para conocer como es su comportamiento en el tiempo y la calidad de los datos. Para identificar las variaciones se aplicó un análisis estadístico a las series de tiempo registradas durante los años 1993 y 1994. En la sección A.1 del apéndice se presenta una descripción detallada del análisis estadístico aplicado a los registros.

En el dominio del tiempo se calcularon promedios, varianzas y correlación cruzada; en el dominio de la frecuencia se obtuvieron autoespectros y espectros cruzados. Para encontrar una correlación de la variabilidad de la temperatura con algún otro parámetro hidrográfico se realizó un análisis similar a los datos meteorológicos y del nivel del mar, aplicándoles también análisis estadístico. Posteriormente se calcularon correlación cruzada y autoespectros entre las series.

2.2.2 Gradiente vertical

Para describir la distribución de temperatura en la columna de agua e identificar oscilaciones a lo largo del tiempo se grafican los contornos de temperatura a partir de promedios diarios (\bar{T}_d) que se obtienen de las series registradas cada 15 minutos. Estas temperaturas registradas a diferentes niveles se interpolan verticalmente (método lineal) a cada metro, dentro del intervalo de profundidad de los termógrafos. A partir de éstas, posteriormente se calcula el gradiente vertical de temperatura en función de

la profundidad y el tiempo.

2.2.3 Flujos de calor

Para explicar las variaciones estacionales de temperatura en la termoclina se calculan los flujos de calor de acuerdo con las fórmulas dadas por Gill (1982) y Castro *et al.* (1994) que se incluyen en la sección A.2 del apéndice. Estos flujos de calor se calculan a partir de los datos meteorológicos de rapidez de viento, humedad relativa y presión atmosférica, y los promedios horarios de temperatura para cada mes del año 1994, los promedios son obtenidos de acuerdo con:

$$\bar{T}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n T_{jk}, \quad (1)$$

donde $j = 1, 2, \dots, 24$, $k = 1, 2, \dots, 30$ ó 31 , \bar{T}_j es el promedio de temperatura a la hora j durante un día promedio k de cada mes. No se cuenta con datos de cobertura de nubes, en los cálculos se considera igual a cero, sólo para algunos meses se cuenta con datos de irradiancia solar (Q_s) y por no contar con datos de corrientes no se calcula el flujo de calor por advección (Q_v).

2.3 Procesamiento de datos de viento

Las series de tiempo de viento son procesadas como series vectoriales. En el dominio del tiempo, se grafican inicialmente los diagramas de astillas, se calculan las variables estadísticas junto con los hodógrafos, posteriormente se aplican filtros para separar los vientos sinópticos de las brisas. Una comparación de los datos crudos permite estudiar como es la influencia de los vientos sinópticos en la bahía. En el dominio de la frecuencia se calculan los espectros rotacionales y las elipses componentes. Los métodos de análisis utilizados se mencionan ampliamente en la sección A.3 del apéndice.

3 RESULTADOS

3.1 Temperatura de la Bahía de Todos Santos

La variabilidad espacio-temporal de la temperatura del agua de mar en la Bahía de Todos Santos se caracteriza utilizando los métodos descritos en el capítulo II y en el apéndice A. Se determinan los períodos principales de variación de temperatura y la intensidad con que éstos se presentan en las diferentes épocas del año. Mediante correlación cruzada se determina la frecuencia a las cuales la temperatura esta correlacionada con agentes externos (viento, marea).

3.1.1 Características generales

Las series de tiempo de temperatura (datos crudos) de cada localidad y nivel de profundidad registrado se muestran en la Figs. 2 a 6. En estas figuras es posible identificar la existencia de características importantes en la estructura térmica: mayor variabilidad en el fondo y oscilaciones de temperatura de corto período (de menos de 8 horas) en la columna de agua (de hasta 8°C). La Fig. 3d de la estación Isla Todos Santos es un ejemplo de dicha variación en los tres niveles de profundidad registrados, entre los días 20 y 25 de agosto de 1994.

La máxima temperatura superficial registrada fue de 23.5°C en agosto de 1993 en la estación La Jolla (Fig. 2a). Durante este mismo mes se presentan los valores mínimos en el termógrafo de fondo, a 14.6 metros en La Jolla y a 16.5 metros en Isla Todos Santos, de 11.5°C y 12°C, respectivamente (Figs. 2 y 3c). Este resultado como en los estudios previos sugieren que es durante el verano cuando se observan los valores extremos de temperatura. Mancilla-Peraza y Martínez-García (1991) detectaron durante los meses de primavera y verano la temperatura más baja (12°C) en el centro de la bahía a 20 metros de profundidad, y en conjunto con los parámetros de salinidad y oxígeno disuelto el agua a esa profundidad corresponde a la Masa de Agua Californiana del Sur. Bajo el evento anual de surgencias intensas de primavera y principios de ve-

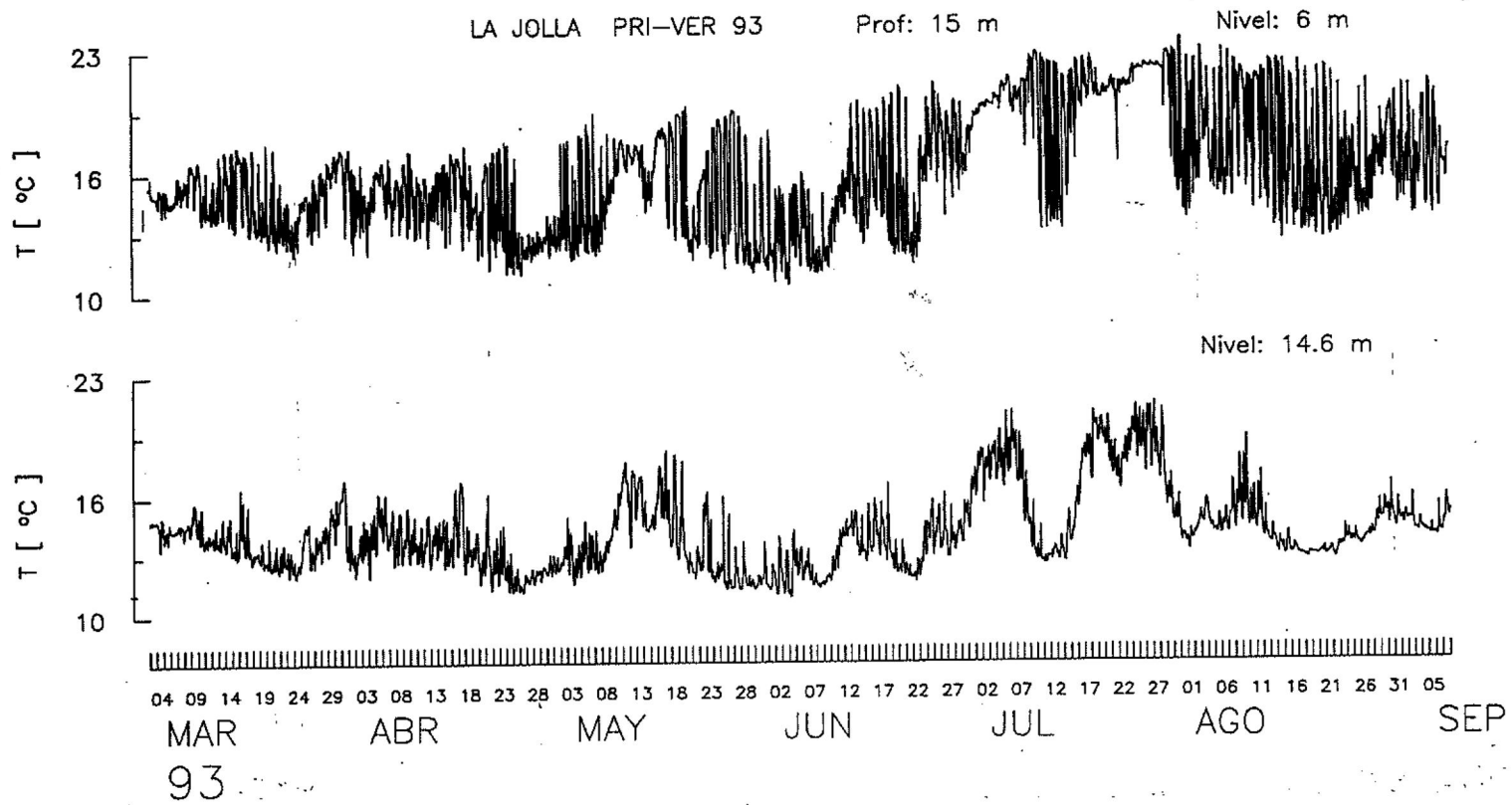


Figura 2: Series de tiempo de temperatura en La Jolla a 6 y 14.6 metros de profundidad.

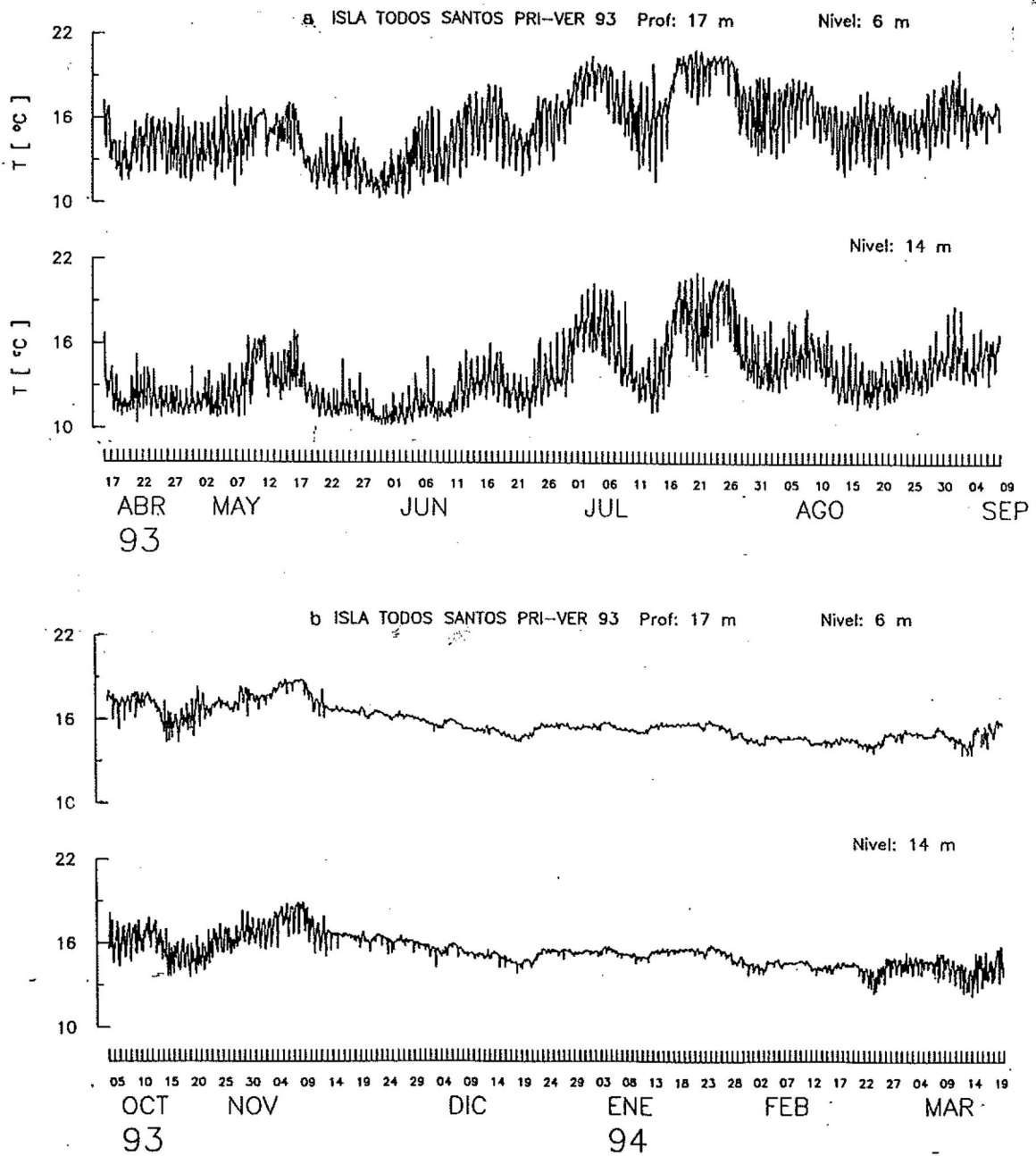


Figura 3: Series de tiempo de temperatura en Isla Todos Santos para: a) primavera-verano de 1993, b) otoño-invierno 1993-1994, c) primavera-verano 1994, d) verano-invierno 1994-1995.

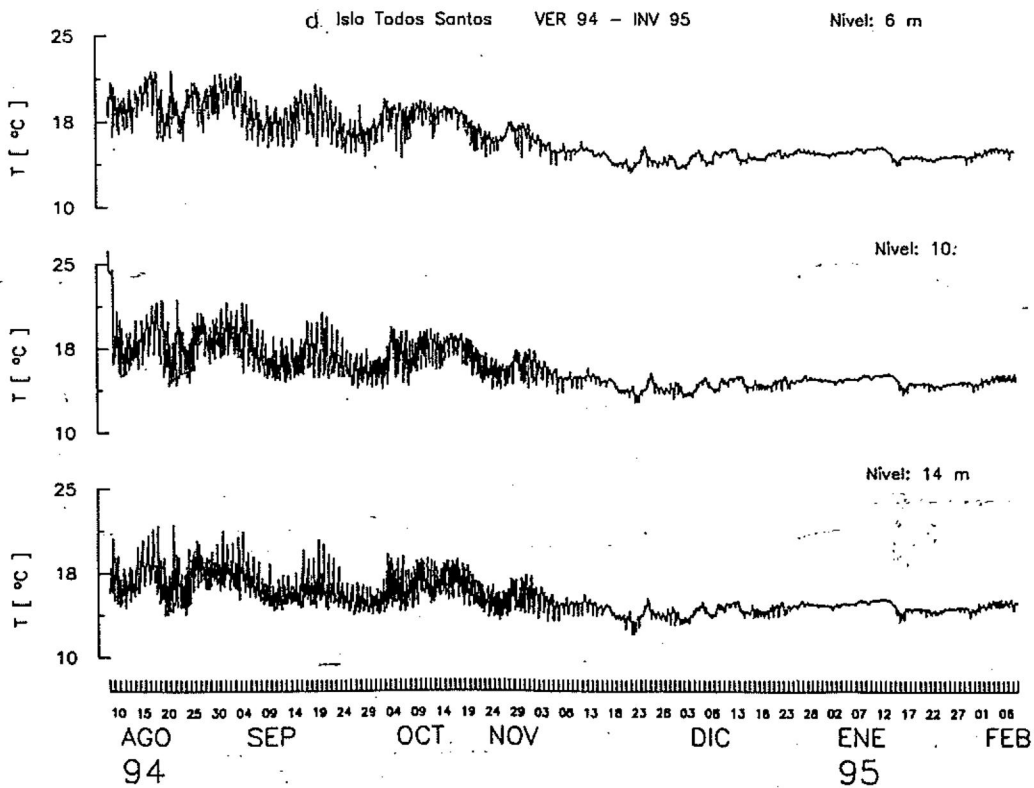
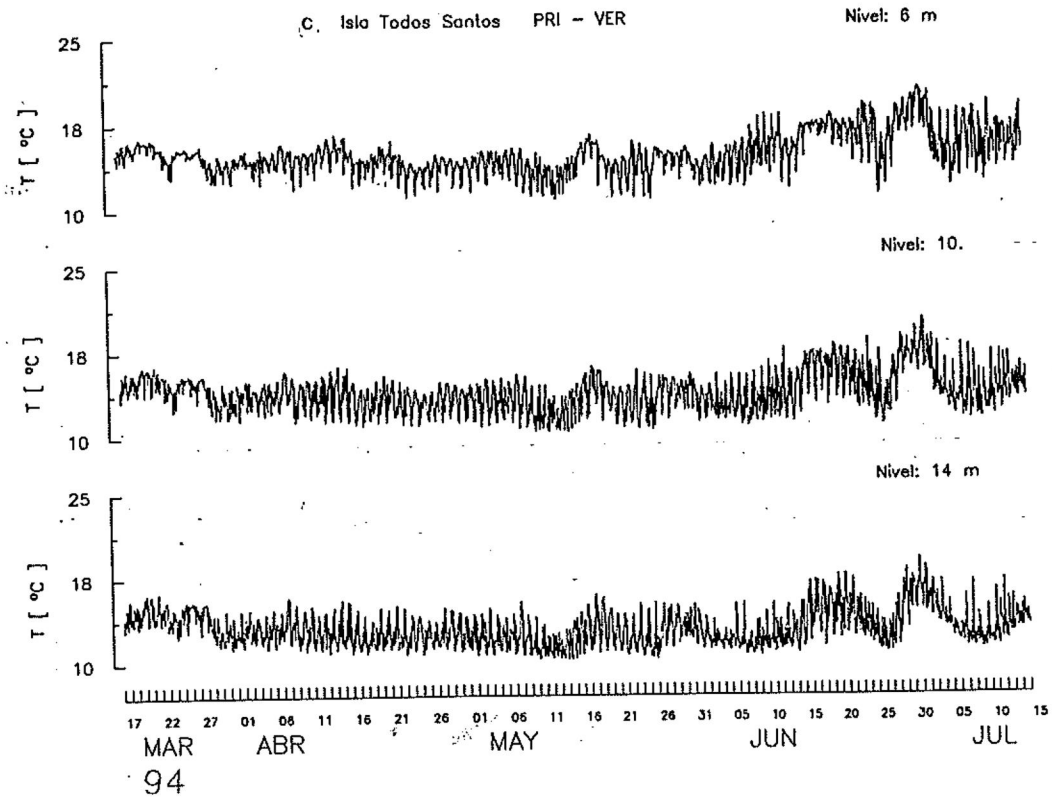


Figura 3: cont.

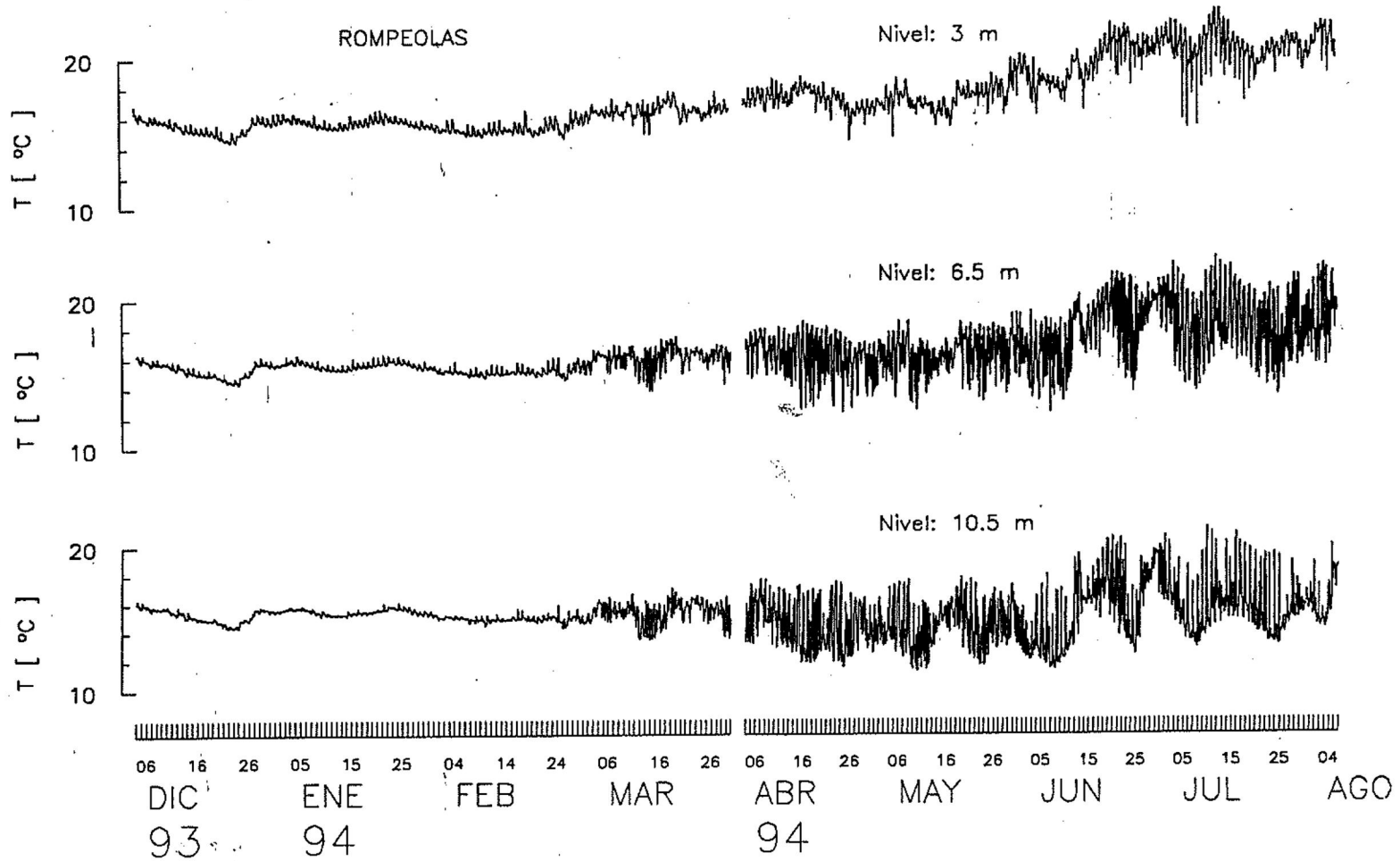


Figura 4: Series de tiempo de temperatura en Rompeolas a 3, 6.5 y 10.5 metros de profundidad.

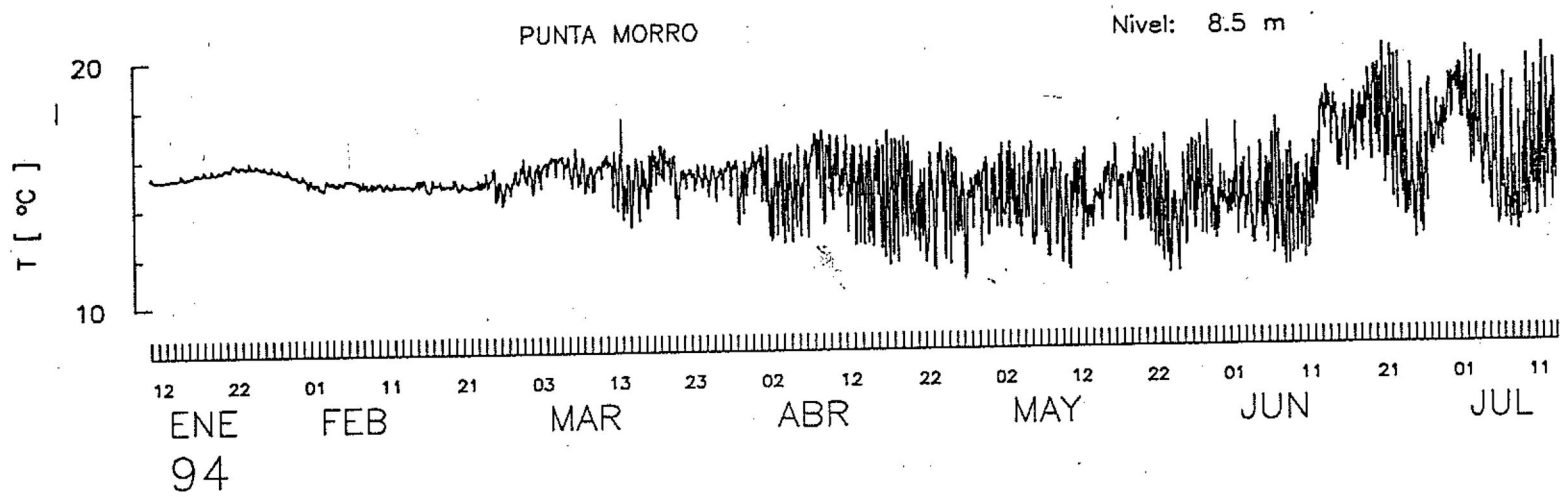


Figura 5: Serie de tiempo de temperatura en Punta Morro a 8.5 metros de profundidad.

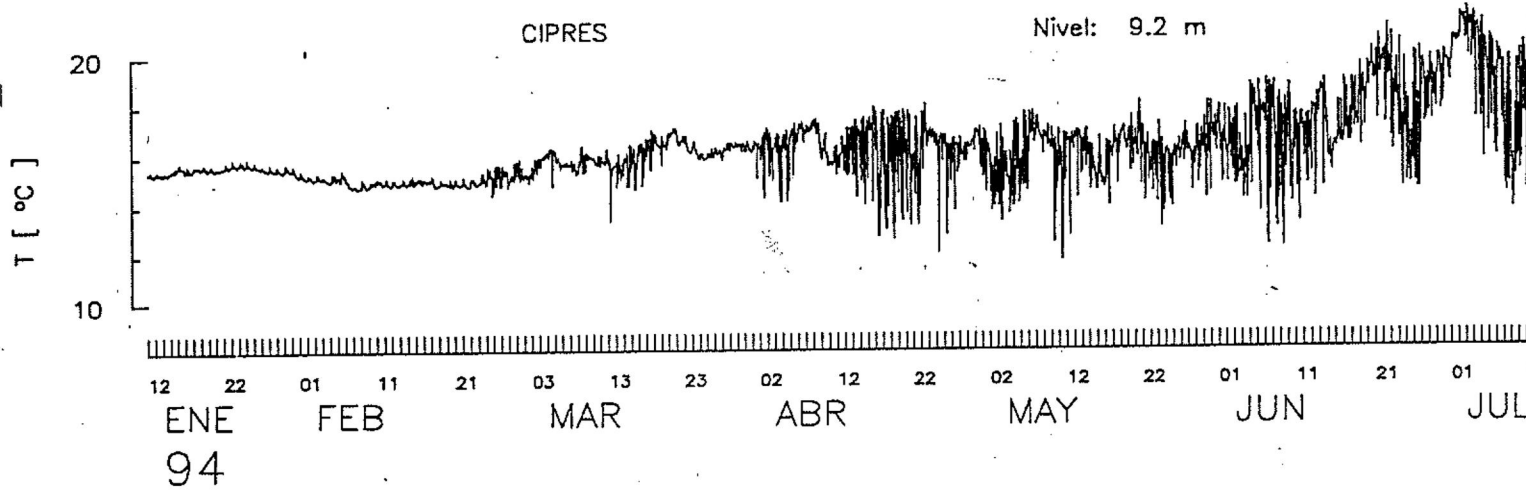


Figura 6: Serie de tiempo de temperatura en Ciprés a 9.2 metros de profundidad

Tabla IV: Comparación de las estadísticas básicas de temperatura en La Jolla, a 10 metros de profundidad, entre dos estudios el presente y Carrillo-Bibriezca (1993).

	1991-1992			1994-1995		
	μ ($^{\circ}\text{C}$)	σ	σ^2	μ ($^{\circ}\text{C}$)	σ	σ^2
septiembre	15.62	0.6696	0.4484	19.23	1.9736	3.8951
octubre	16.05	0.9163	0.8397	18.18	1.4146	2.0012
noviembre	15.87	0.5195	0.2699	15.02	1.0378	1.0771
diciembre	15.58	0.3119	0.0972	14.19	0.4612	0.2127
enero	15.46	0.2382	0.0567	14.08	0.6596	0.4351
febrero	16.31	0.2776	0.077	—	—	—

rano esta masa de agua alcanza el lecho de la bahía durante los meses que corresponden a los mayores esfuerzos de vientos en esta zona (Gómez-Valdés, 1983; Mancilla-Peraza y Martínez-García, 1991).

Las Tablas IV y V muestran la comparación de las estadísticas básicas para los meses y estaciones de muestreo reportadas por Carrillo-Bibriezca (1993) otoño-invierno 1991-1992 a 10 metros de profundidad en La Jolla e Isla Todos Santos, con los obtenidos en el presente trabajo. Para el período 1993-1994 no se cuenta con registros a ese nivel en la Isla Todos Santos, por lo que la comparación se efectúa con los registros de 1994-1995. Las temperaturas registradas durante los meses de otoño en el presente estudio fueron mayores que en 1991-92. En el invierno la temperatura promedio fue menor en 1994-1995 comparada con 1991-1992.

A partir de los registros obtenidos cada quince minutos se calculan los promedios diarios de temperatura a cada nivel de profundidad para las estaciones La Jolla, Isla Todos Santos y Rompeolas (Figs. 7, 8 y 9, respectivamente). El comportamiento de las curvas de promedios diarios a diferentes profundidades indica la existencia de estratificación desde marzo-hasta octubre establecida por la termoclina estacional, con máximas diferencias entre la superficie y fondo durante el verano (julio-agosto) mínimas durante el invierno (diciembre-enero). Este comportamiento indica la formación de la termoclina estacional durante primavera-verano y las condiciones de mezcla en invierno.

Tabla V: Comparación de las estadísticas básicas de la temperatura en Isla Todos Santos, a 10 metros de profundidad, entre dos estudios el presente y Carrillo-Bibriezca(1993).

	1991-1992			1994-1995		
	μ ($^{\circ}\text{C}$)	σ	σ^2	μ ($^{\circ}\text{C}$)	σ	σ^2
septiembre	16.23	1.0224	1.0453	16.94	1.5310	2.3454
octubre	16.31	1.035	1.072	16.70	1.2848	1.6506
noviembre	15.84	0.5765	0.3323	14.63	0.8697	0.7564
diciembre	15.50	0.2985	0.0891	14.42	0.4483	0.2010
enero	15.35	0.2012	0.04	14.62	0.3742	0.1401
febrero	16.05	0.2327	0.0541	—	—	—

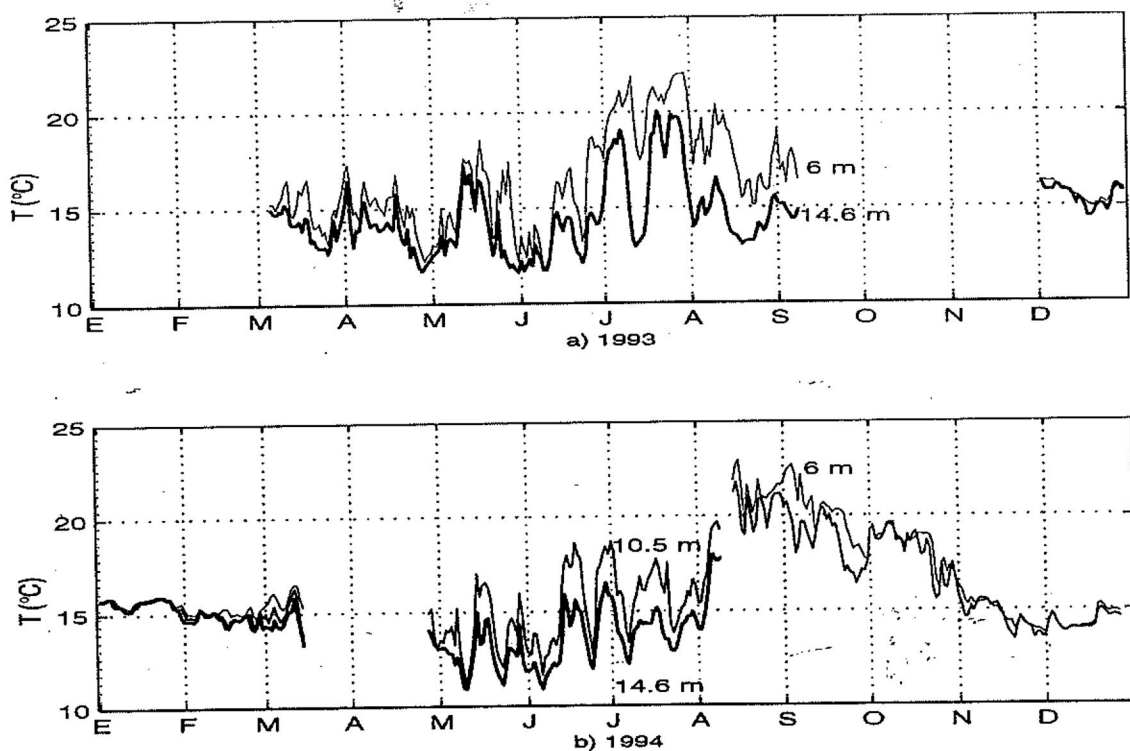


Figura 7: Promedios diarios de temperatura en La Jolla para a) 1993 y b) 1994.

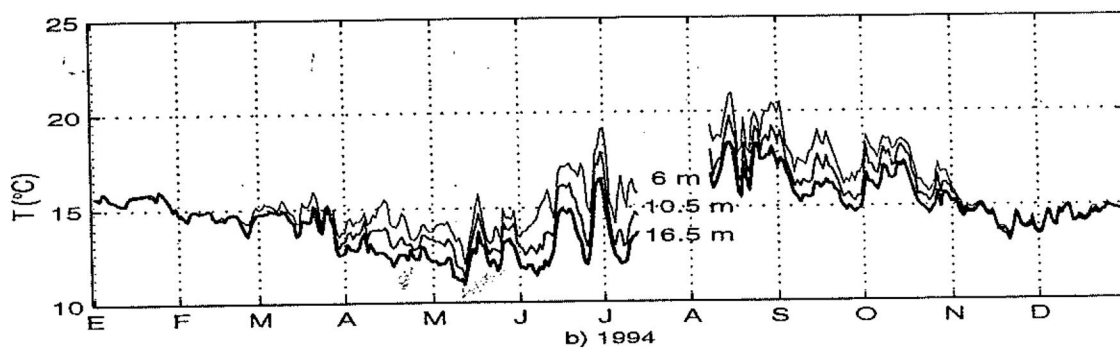
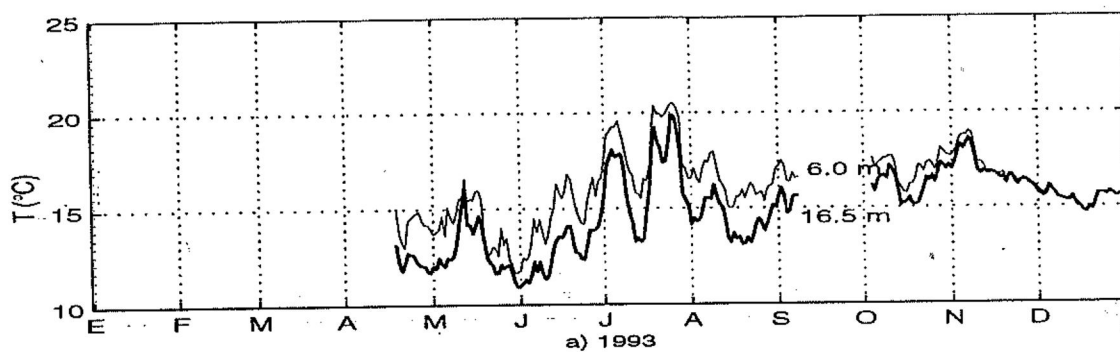


Figura 8: Igual que la figura 7, en Isla Todos Santos.

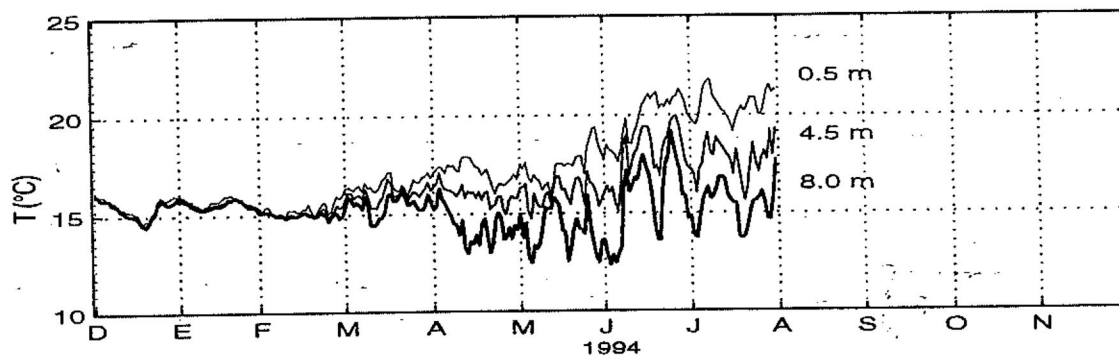


Figura 9: Igual que la figura 7, en Rompeolas.

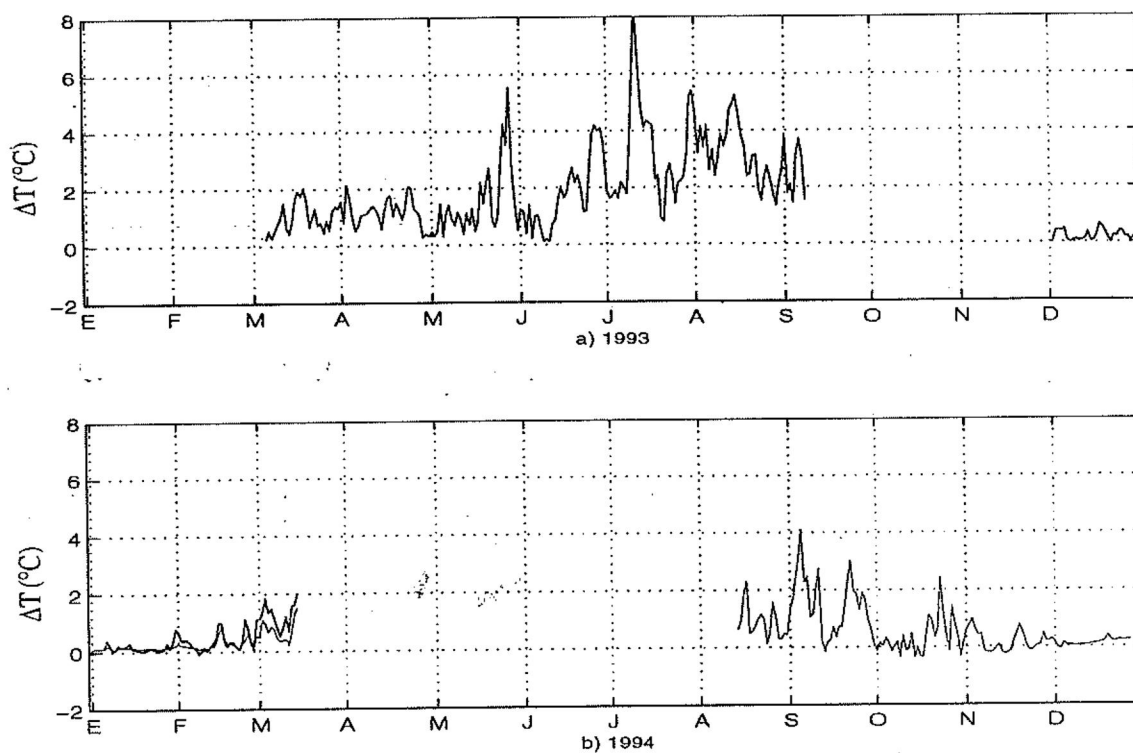


Figura 10: Diferencias de temperaturas en La Jolla para a) 1993 y b) 1994. Línea delgada: ΔT_m y línea gruesa: ΔT_f .

Para conocer a que nivel de profundidad se presenta mayor variación, a partir de los promedios diarios obtenidos anteriormente, se calcularon las diferencias de temperatura entre niveles. Sea T_s la temperatura de superficie, T_m temperatura de nivel intermedio (a 10 metros de profundidad), T_f temperatura de fondo, se define $\Delta T_m = T_s - T_m$ y $\Delta T_f = T_s - T_f$. Para las tres estaciones calculadas ΔT_m siempre es menor que ΔT_f , con mayores diferencias en los meses de primavera y verano que para los meses de invierno (Figs. 10, 11 y 12). En la estación La Jolla se presenta un máximo ($\Delta T_f > 8^\circ\text{C}$) en los días 9 y 10 de julio de 1993 (Fig. 10a).

En la estación Isla Todos Santos se observa que el efecto es de menor intensidad

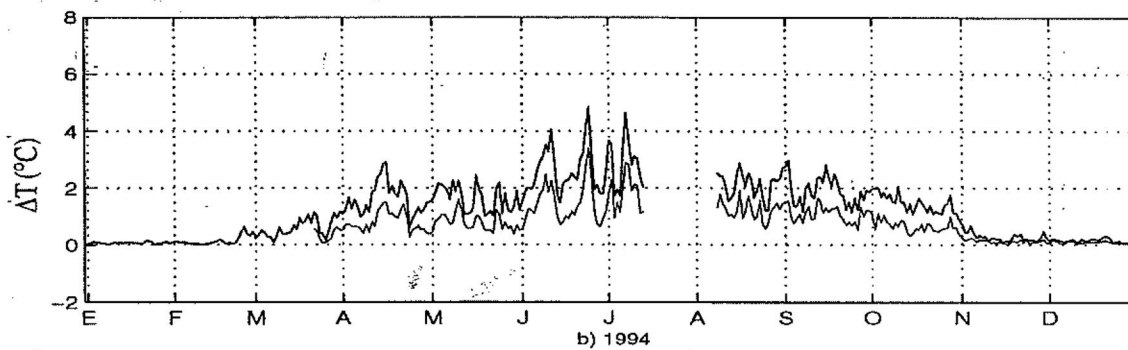
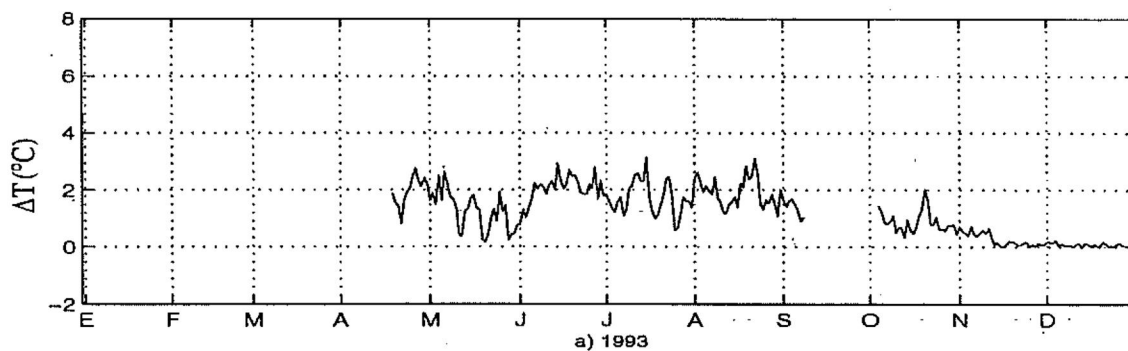


Figura 11: Igual que la figura 10, en Isla Todos Santos.

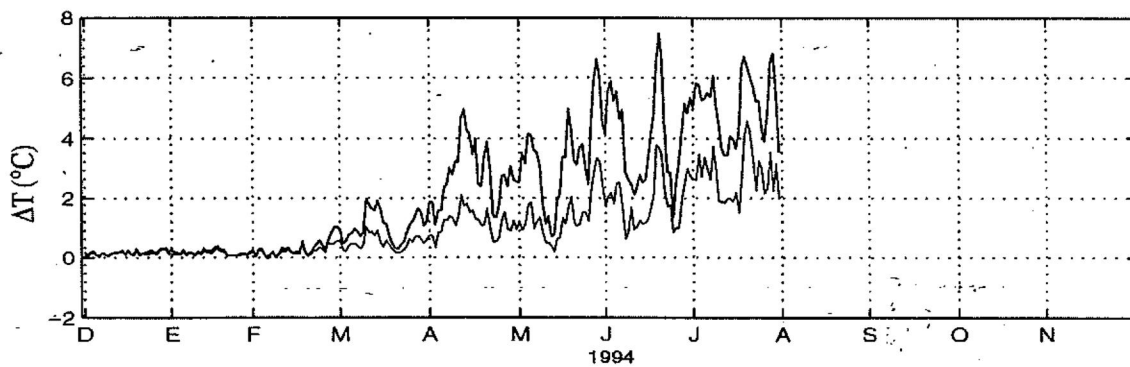


Figura 12: Igual que la figura 10, en Rompeolas y sólo para 1994.

para la misma fecha, las máximas diferencias de temperatura en 1993 para ésta estación fueron de 3°C (Fig. 11). Para la estación Rompeolas se cuenta con registros sólo para parte de 1994. En este año se observa un máximo ($\Delta T_f \approx 7.5^\circ\text{C}$) a mediados de junio (Fig. 12). No es posible observar si este comportamiento también se presenta el resto del verano en esta localidad y en La Jolla (Fig. 10b), debido a que no se tienen registros en estos meses para ambos termógrafos. Sin embargo, al analizar las series de tiempo de las estaciones Punta Morro y El Ciprés se observa una disminución de temperatura seguida de una alta variabilidad de la misma magnitud durante la primera quincena de junio (Figs. 5 y 6, respectivamente). Las Figs. 10 a 12 revelan que los valores extremos de diferencias, es decir los máximos y mínimos, tienen una ocurrencia no aleatoria relacionadas probablemente con los ciclos de la marea.

Con el fin de estudiar a mayor detalle la variación de temperatura en la columna de agua en relación a las oscilaciones del nivel del mar, se han graficado las series de tiempo para los meses en que se observa mayor variación. Las Figs. 13 a 17 muestran los meses de mayor variación (mayo, junio, julio y agosto) en La Jolla e Isla Todos Santos para 1993 (Figs. 13 y 14) y en La Jolla, Isla Todos Santos y Rompeolas para 1994 (Figs. 15 a 17). En estas figuras también se han indicado las fases lunares, que representan los períodos de mareas vivas (○, ●) y muertas (◐, ◑). El aumento repentino de las oscilaciones de temperatura, que coincide con las máximas diferencias del 9 de julio de 1993 en la Jolla (ya señaladas en la Fig. 10a), se observa en el termógrafo de superficie (a 6 m) en la Fig. 13c. Estas oscilaciones perduran hasta ocho días, mientras que en el termógrafo de fondo la temperatura se mantiene relativamente constante. El comienzo de este evento sucede en la marea muerta anterior a la marea viva de luna nueva (es decir en el primer cuarto), y perdura de 8 a 9 días hasta la siguiente marea muerta de luna llena. Sin embargo, para el resto de los meses se observa que el paquete de oscilaciones se presenta en diferentes fases lunares de la marea. En mayo es durante el primer cuarto (Fig. 13), en junio en luna nueva (Fig. 13b), y en agosto durante

todo el mes (Fig. 13d). Para Isla Todos Santos, no es posible diferenciar el efecto entre ambos termógrafos (Fig. 14). Las oscilaciones del mes de julio en este punto (Fig. 14) son consistentes con las oscilaciones observadas en La Jolla, pero en magnitud muy similar para ambos niveles de profundidad, resultado indicado anteriormente en la Fig. 11a. Existen evidencias de que en las zonas cercanas a la Isla Todos Santos la termoclina se encuentre a mayor profundidad (Larios-Castillo *et al.*, 1997), ya que es un punto próximo a las aguas oceánicas fuera de la bahía, y ambos termógrafos hayan quedado localizados sobre la capa de mezcla superficial con registros muy similares de temperatura (la profundidad en esta estación es de 17 metros).

Los registros de temperatura durante los meses de verano de 1994 indican un comportamiento muy similar al de 1993. Las variaciones se observan entre mareas muertas y vivas, y perduran los 8 días de este período. De nuevo, este efecto sólo es visible en las estaciones someras de la Jolla y Rompeolas (Figs. 15 y 17, respectivamente), donde se registraron variaciones de temperatura de hasta de 10°C , como es el caso de los días 5, 6 y 7 de julio (Fig. 15c) en La Jolla. En Rompeolas el termógrafo de fondo se encontraba a 8.0 metros de profundidad, y aún así sirve como indicador de las variaciones referidas, pues es probable que alrededor de esta profundidad se encuentra la termoclina, la cual sufre las variaciones diurnas claramente visibles en la Fig. 17 durante los meses de verano. En la estación Isla Todos Santos (Fig. 16), la variación para ambos termógrafos es de la misma magnitud.

Aún cuando los meses en que se presenta la mayor variabilidad han quedado definidos en las series de tiempo mostradas, es necesario evaluar ésta. Las Figs. 18 a 20 muestran las varianzas calculadas para cada mes. Para el verano la mayor variación en promedio (8.1°C^2) se encuentra en la estación La Jolla (Fig. 18) y la menor en Rompeolas (Fig. 20). Para todas las estaciones la mínima varianza se presenta a principios del año, aumenta durante el mes de febrero y llega a un máximo en julio y agosto. En La Jolla (Fig. 18) e Isla Todos Santos (Fig. 19) la varianza es mayor en la superficie

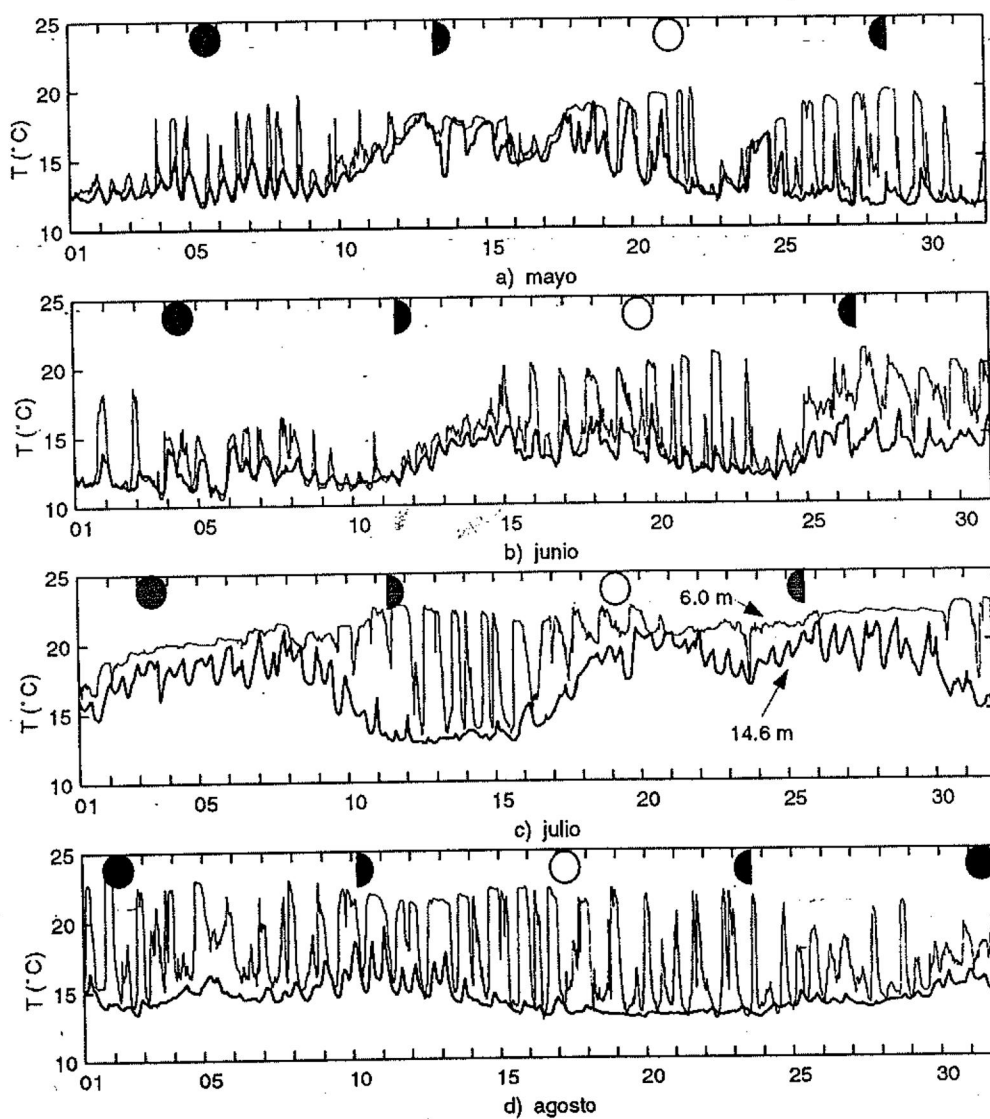


Figura 13: Series de tiempo (datos cada 15 minutos) para los meses de mayor variación de 1993 en La Jolla. Se indican la fase lunar de las mareas vivas (\bullet , \circ) y muertas (\ominus , \oplus) y el nivel de profundidad.

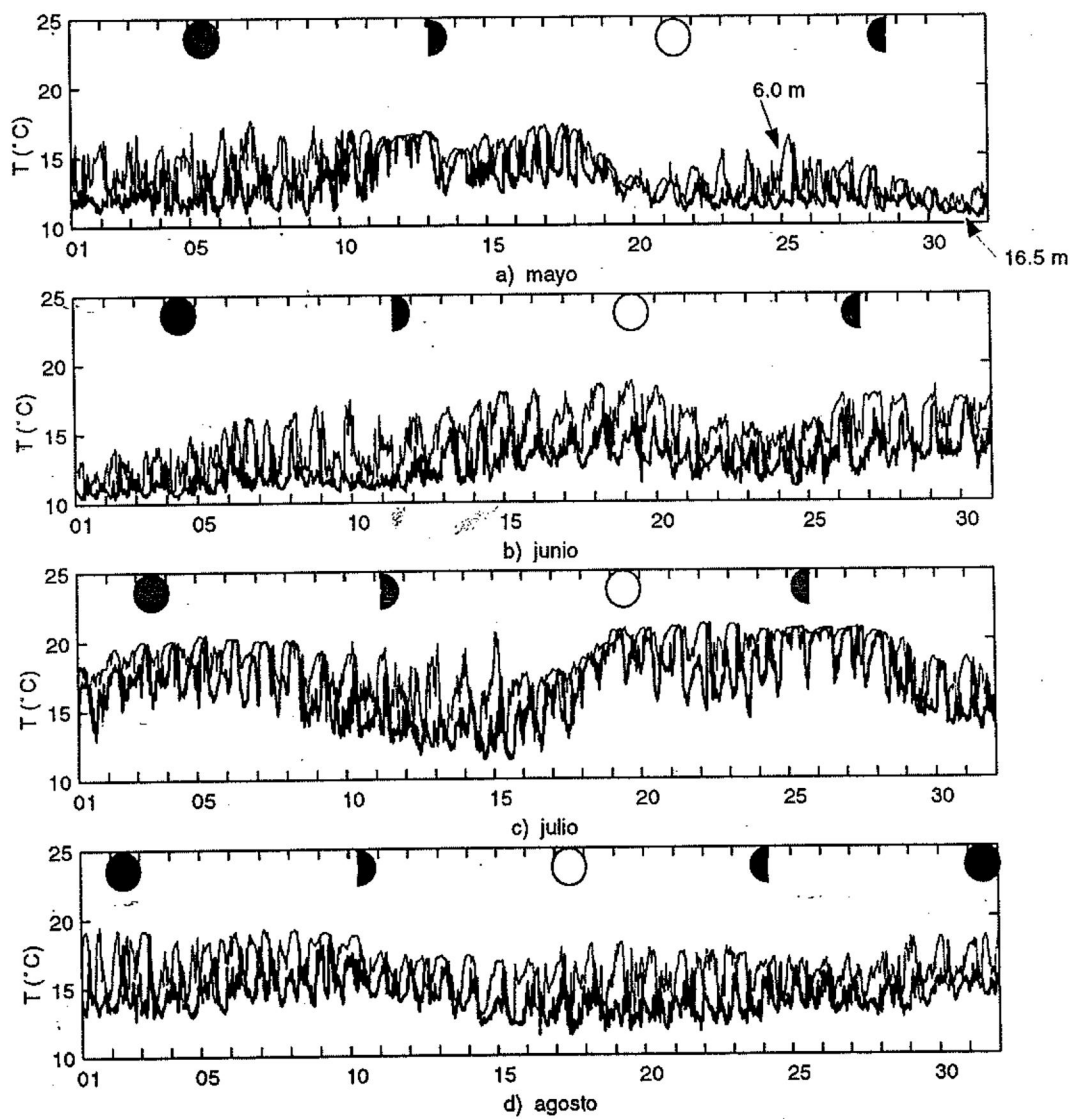


Figura 14: Igual que la figura 13, en Isla Todos Santos.

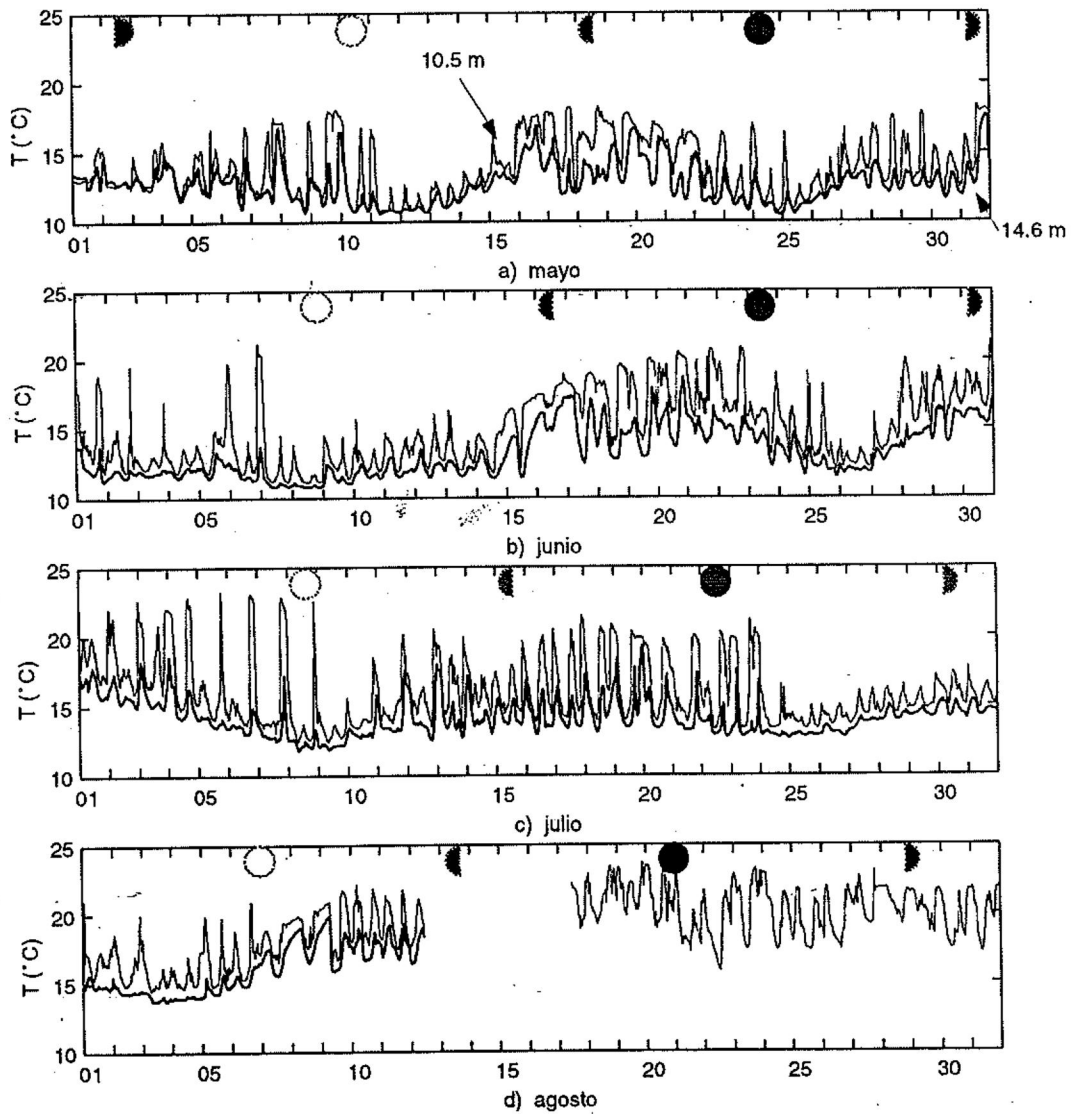


Figura 15: Series de tiempo (datos cada 15 minutos) para los meses de mayor variación de 1994 en La Jolla. Se indican la fase lunar de las mareas vivas (\bullet , \circ) y muertas (\blacktriangle , \blacktriangledown) y el nivel de profundidad.

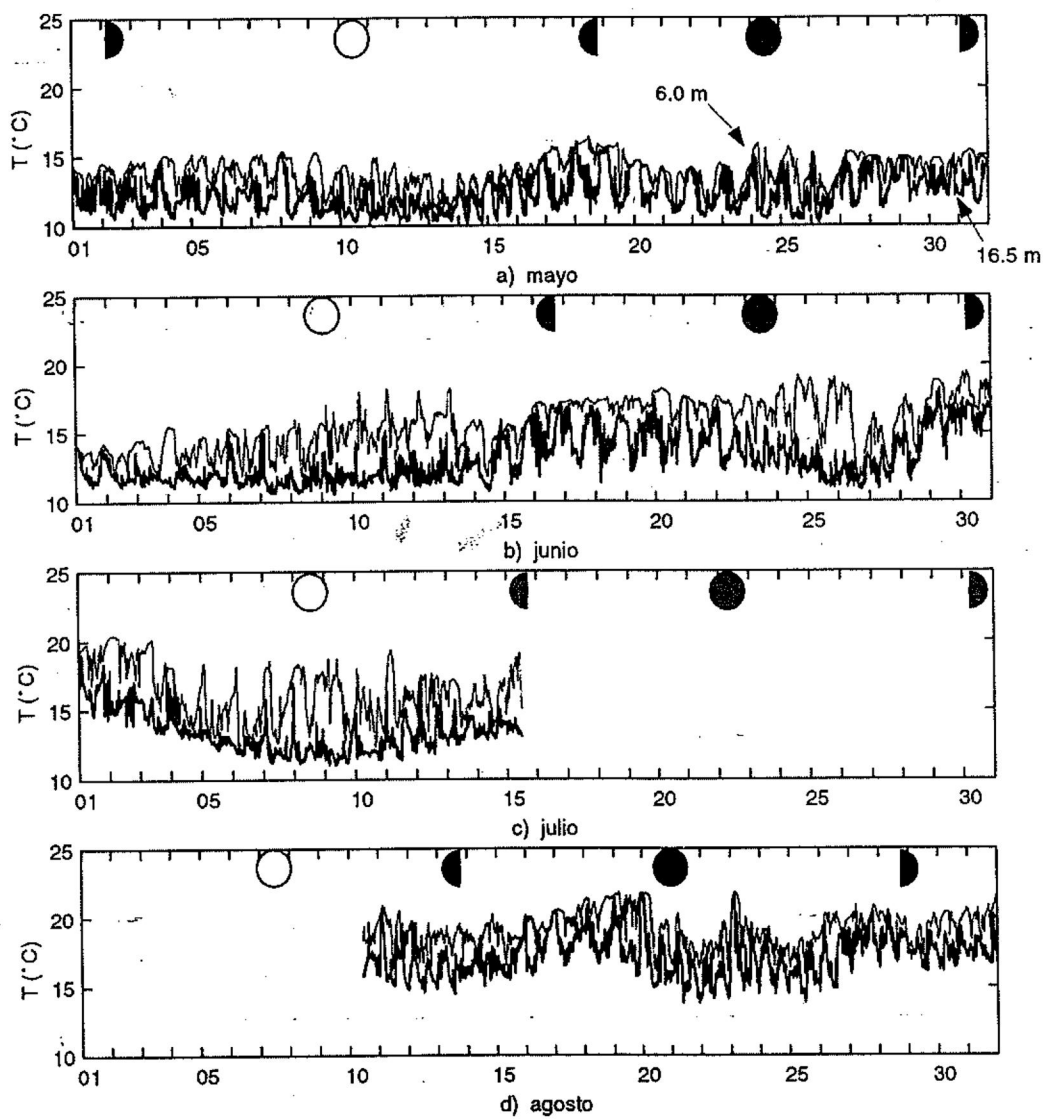


Figura 16: Igual que la figura 15, en Isla Todos Santos.

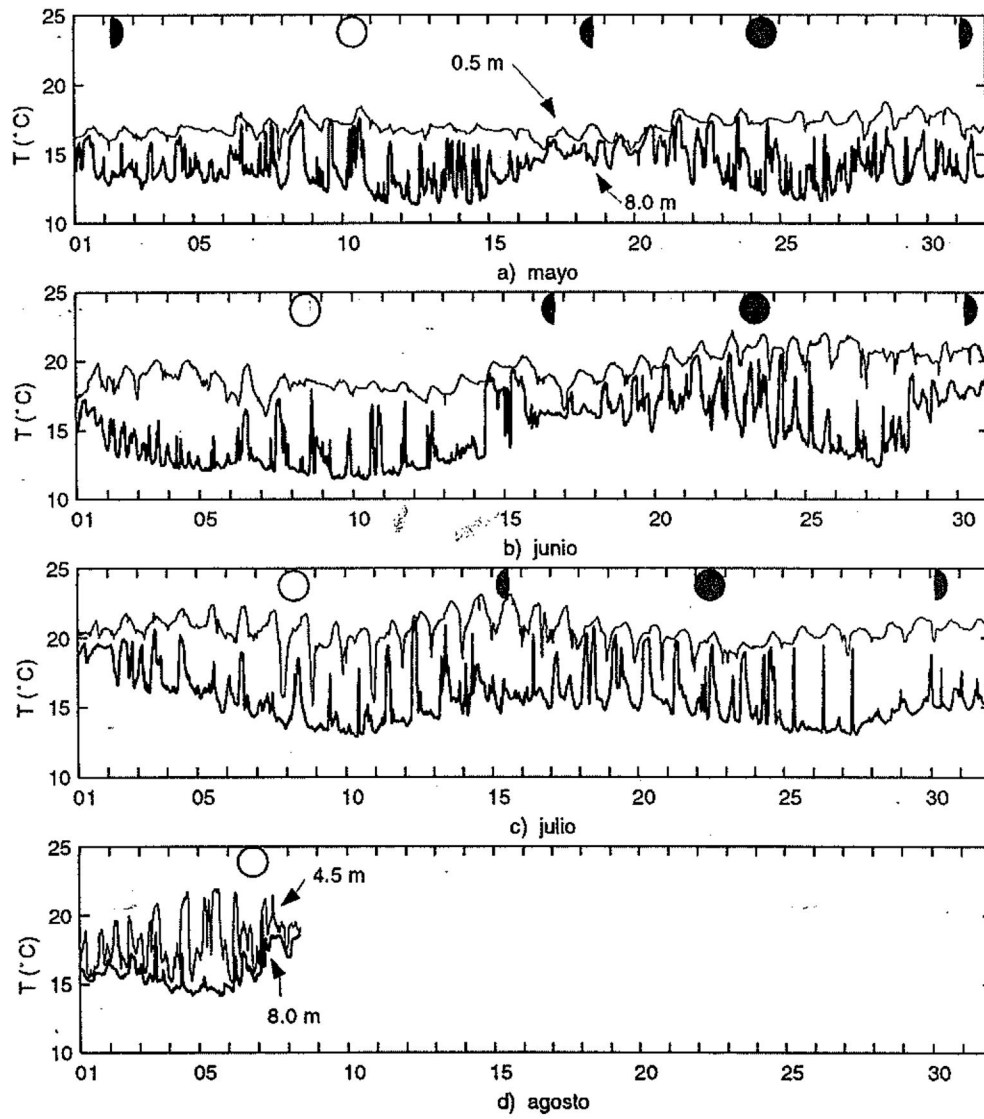


Figura 17: Igual que la figura 15, en Rompeolás.

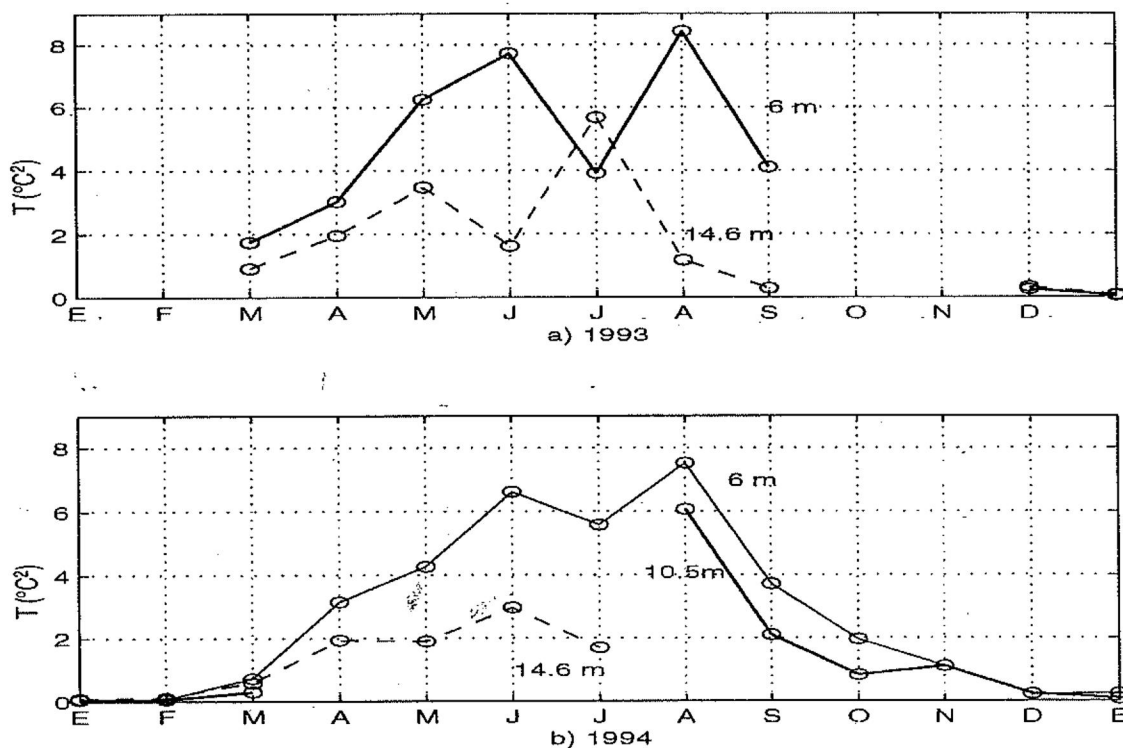


Figura 18: Varianzas mensuales en La Jolla para a) 1993 y b) 1994.

que el fondo, con excepción del mes de julio de 1993 en que se invierte. En Rompeolas la varianza es ligeramente mayor en el fondo que en la superficie. Las diferencias observadas se deben probablemente a la presencia de la termoclina, que funciona como aislante y no permite la combinación de los procesos que suceden debajo con las que ocurren sobre ella (y viceversa), manteniéndose así la diferencia entre capas.

Los registros de 1994 en la Isla Todos Santos (Fig. 19b) indican que las varianzas a diferentes niveles de profundidad presentan el mismo comportamiento durante todo el año, mientras que en las estaciones La Jolla y Rompeolas difieren más entre sí (Figs. 18 y 20) con mayores diferencias durante los meses de verano. Lo anterior sugiere que si

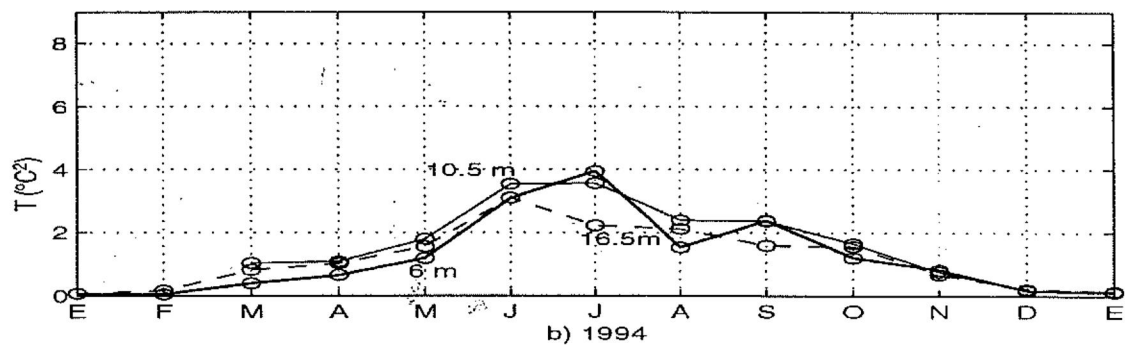
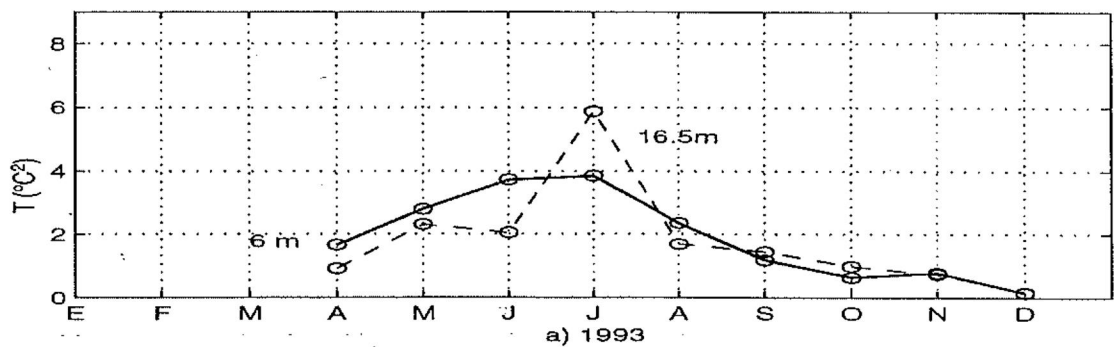


Figura 19: Igual que la figura 18, en Isla Todos Santos.

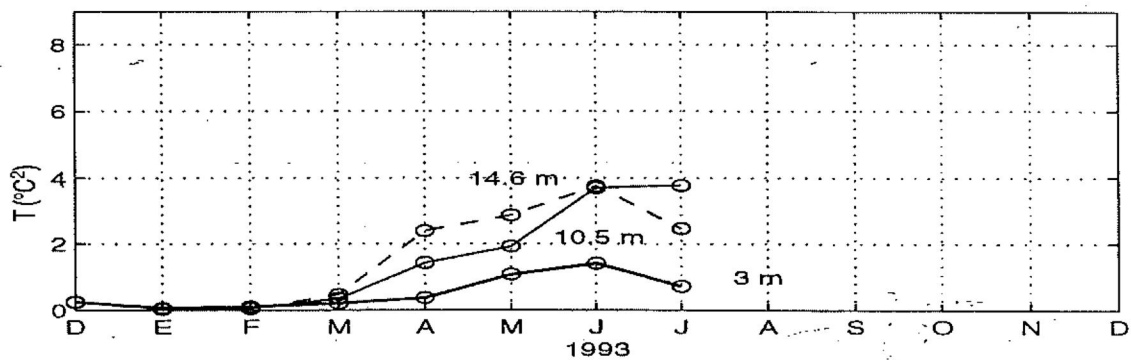


Figura 20: Igual que la figura 18, en Rompeolas y sólo para 1994.

la varianza de superficie es semejante a la varianza de fondo, la columna de agua se encuentra homogénea. Las diferencias en varianzas indica que las aguas de la bahía cercanas a la parte exterior son más homogéneas, y que las más próximas a la costa están mejor estratificadas. Las secciones hidrográficas (Larios-Castillo *et al.*, 1997) indican que en el exterior de la bahía durante el verano la capa de mezcla tiene mayor espesor, con la termoclina aproximadamente a 100 metros de profundidad. Al interior de la bahía en la misma época el espesor de la capa de mezcla es menor, con la termoclina a una profundidad promedio de 10 metros (Cabrera-Muro, 1971; Argote-Espinoza *et al.*, 1975; Morales-Zúñiga, 1977). Las dos situaciones anteriores ocasionan que en puntos más alejados de la costa se presenten valores de varianzas muy parecidos entre el fondo (17 m) y la superficie. En sitios más cercanos a la costa la diferencia entre las varianzas es mayor debido a que la disminución de la profundidad ocasiona una mejor definición en la estratificación de la columna de agua. La disminución de la topografía, en un punto cercano a la costa, ocasiona que la amplitud de la señal de variación aumente conforme la profundidad se reduce.

Para conocer como es el comportamiento de la temperatura en la columna de agua en un punto durante de un día de cada mes del año, se calcula el promedio en cada caso. Las Figs. 21 y 22 representan la variación diurna para La Jolla e Isla Todos Santos, respectivamente. Para ambas estaciones, durante los meses de verano la temperatura superficial es máxima entre las 12 y 15 horas, con un mínimo bien definido durante las mañanas (aproximadamente a las 8:00 horas). El registro de fondo concuerda con este comportamiento solo durante los meses de noviembre y diciembre, durante enero y febrero el termógrafo de fondo registra un ligero calentamiento (del orden de décimas de grado) cuando la temperatura en la superficie es máxima. Durante los meses de primavera y verano (marzo y junio) se observa el máximo de T_s en las primeras horas de la mañana (0:00 a 6:00 horas) y mínimas entre 12:00 y 15:00, con una diferencia entre mañana y tarde de aproximadamente $1^{\circ}C$. En verano (julio-agosto) los máximos

y mínimos ocurren a las mismas horas que en primavera pero el descenso típico es de aproximadamente 2°C. Las temperaturas registradas en el fondo presentan el mismo comportamiento que en la superficie, con la variante de que en primavera el incremento al día es de 1°C (en julio) y de 2°C en agosto. Las temperaturas mínimas que se observan alrededor de la 12:00 y 15:00 horas están directamente relacionadas con la magnitud del viento y la persistencia de las brisas de mar-tierra, que se presentan durante primavera-verano.

3.1.2 Flujos de calor

La evaluación de los flujos de calor en la subsuperficie del agua de mar es útil para conocer la formación de la termoclina a lo largo del año. En el presente trabajo se calcularon los flujos de calor latente, sensible y de onda larga para un día promedio de cada mes de 1994 en la estación Isla Todos Santos, por la confiabilidad de los datos meteorológicos en ésta localidad (Fig. 23 y 24). Durante un día promedio de verano se observan máximos de flujos de calor latente entre las 10 y las 17 horas (entre 50 y 80 W/m²). La variación temporal de los flujos de calor sensible Q_e (Fig. 23) muestra similitud con el calor latente. Desde finales de primavera hasta principios de otoño las brisas marinas en la bahía son más intensas y mejor definidas (ver capítulo 3.3). Dado que Q_e depende de la rapidez del viento es posible que los descensos de temperatura observados en la Fig. 21 sean debidos al enfriamiento y mezcla de la capa superficial del mar en la bahía.

El flujo de calor por radiación onda larga Q_b indica pérdidas entre los 70 y 80 W/m² a principios de año (Fig. 24) para los meses de verano disminuye entre los 60 y 70 W/m². La pérdida de calor de onda larga aumenta de nuevo progresivamente durante el otoño e invierno. Debido a que no se cuenta con registros de cobertura de nubes, el cálculo de Q_b se hizo en función sólo de la temperatura superficial y la humedad relativa, por lo que los valores de Q_b están sobrestimados (ver sección A.2 del apéndice). Los

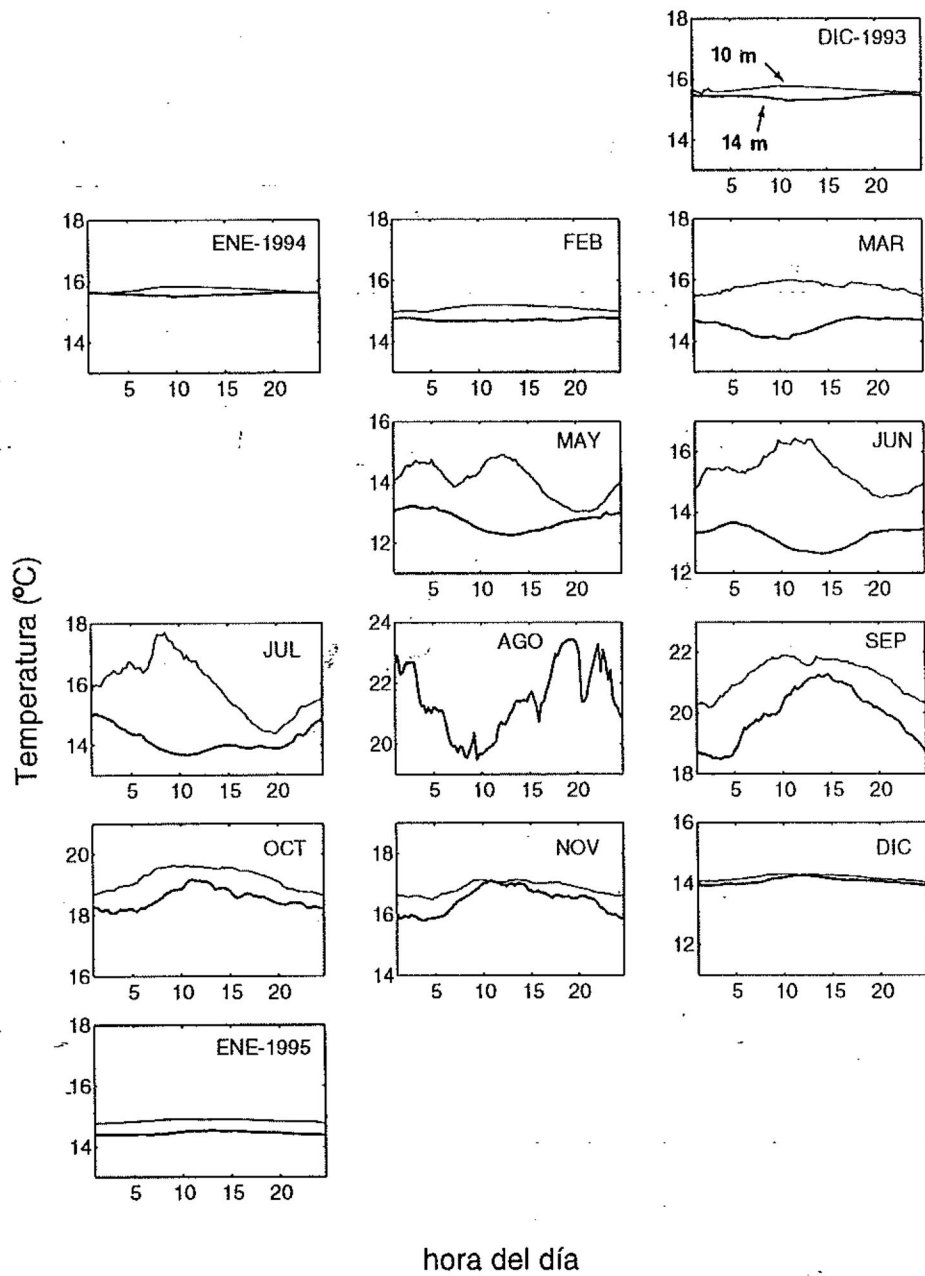


Figura 21: Promedios horarios para cada mes (día típico) de un ciclo anual en 1994 en La Jolla.

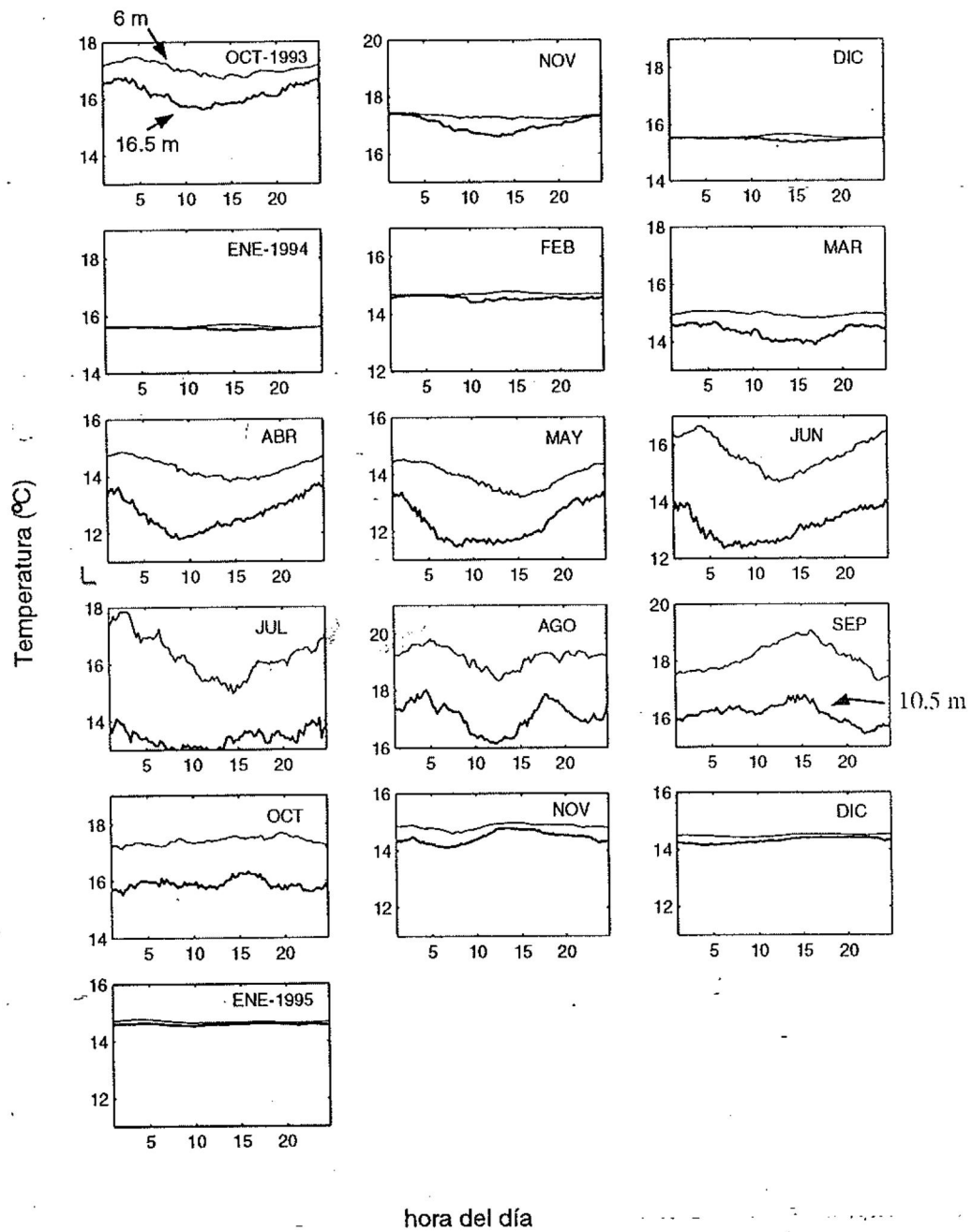


Figura 22: Promedios horarios para cada mes (día típico) de un ciclo anual en 1994 en Isla Todos Santos.

Tabla VI: Gradiente térmico vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) para 1993 en tres estaciones de muestreo

1993	La Jolla			ITS		
	$\nabla\bar{T}$	∇_{\max}	∇_{\min}	$\nabla\bar{T}$	∇_{\max}	∇_{\min}
invierno	.023	.251	-.066	.012	.084	-.0005
primavera	.080	.643	.015	.211	.417	.012
verano	.174	.998	.007	.229	.417	.403
otoño	—————			.070	.269	.0007

Tabla VII: Gradiente térmico vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) para 1994 en tres estaciones de muestreo

1994	La Jolla			ITS			Rompeolas		
	$\nabla\bar{T}$	∇_{\max}	∇_{\min}	$\nabla\bar{T}$	∇_{\max}	∇_{\min}	$\nabla\bar{T}$	∇_{\max}	∇_{\min}
invierno				.016	.090	.0007	.023	.139	-.0164
primavera	.167	.528	-.011	.114	.501	.006	.024	.816	.0150
verano	.174	.573	.018	.260	.753	.073	.050	1.31	.618
otoño	.126	1.033	-.085	.142	.502	-.003	—————		

altos valores de éste flujo durante el invierno ($80 \text{ W}/\text{m}^2$) están dados por las tasas de humedad relativa, aún cuando la temperatura superficial del agua de mar es baja, menor que en el verano. Durante el verano Q_b disminuye ligeramente ($70 \text{ W}/\text{m}^2$) debido principalmente a la humedad relativa.

3.1.3 Gradiente vertical

La variabilidad estacional de temperatura identificada en la columna de agua se comprueba al calcular el gradiente de temperatura vertical. Los valores promedios, máximos y mínimos ($\nabla\bar{T}$, ∇_{\max} , ∇_{\min} , respectivamente) para tres estaciones de muestreo se muestran en las Tablas VI y VII. Estos indican que en otoño e invierno existe un gradiente vertical débil ($0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$), mientras que en verano es de mayor magnitud ($0.7^{\circ}\text{C}/\text{m}$). Precisamente una de las causas por las que la variabilidad térmica disminuye en invierno es el debilitamiento del gradiente vertical en ésta época.

Los fuertes gradientes verticales observados durante el verano indican la presencia

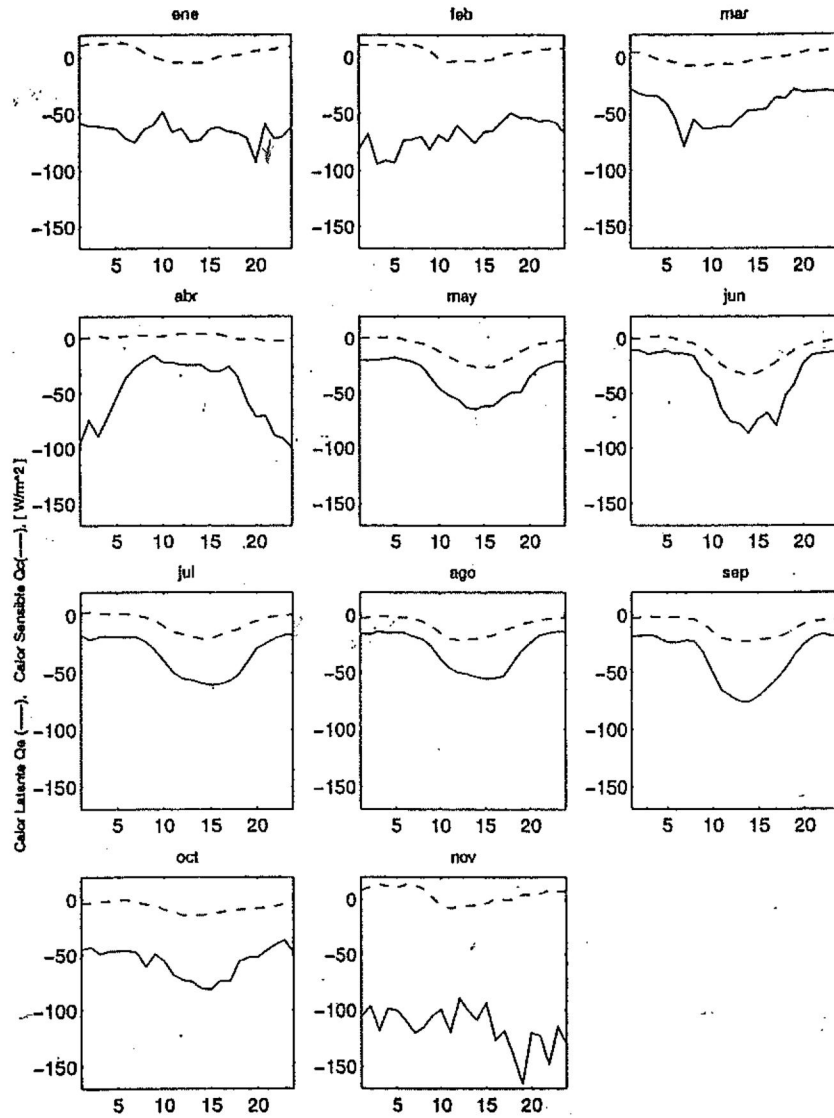


Figura 23: Ciclo diario de calor latente (línea continua) y calor sensible (línea delgada) para cada mes de 1994 en Isla Todos Santos

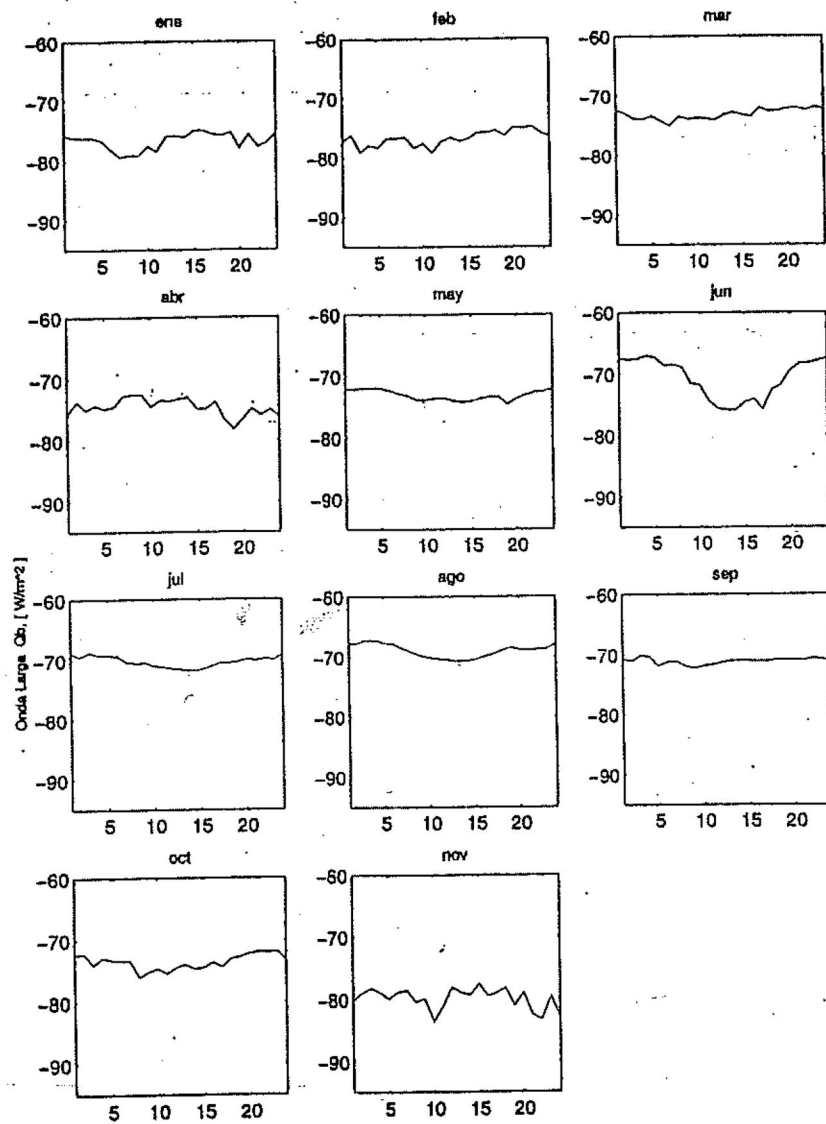


Figura 24: Ciclo diario de flujo de onda larga para cada mes de 1994 en Isla Todos Santos. (W/m^2).

de la termoclina en la Jolla y en Rompeolas a una profundidad promedio de 7 metros y en Isla Todos Santos a 9 metros. Los valores negativos de gradiente vertical indican una inversión de la temperatura, lo contrario a lo esperado, pues la temperatura de los termógrafos de superficie siempre debería ser mayor que la de fondo. Sin embargo, para las tres localidades en el invierno de 1993 en el gradiente mínimo es negativo, y aunque es de valores muy cercanos a cero sugieren un ligero enfriamiento de las aguas inferiores. No se cuenta con registros de salinidad de tal manera que no es posible estudiar la estabilidad de la columna de agua, durante dichas inversiones térmicas. La Fig. 25 muestra los contornos de temperatura en la columna y los gradientes verticales para la estación Rompeolas. El resto de las estaciones presentan un comportamiento similar.

El calentamiento de la columna de agua durante el verano puede resultar del hundimiento de la termoclina por un aumento en la intensidad de los vientos o por una oscilación periódica que cause un ascenso y descenso de la temperatura de la columna de agua. Los registros de viento no muestran ningún cambio notable en la rapidez promedio y dirección en esa época (ver capítulo 3.2 para mejor detalle). Sin embargo se observa una modulación de la intensidad del gradiente vertical en función del período semi-mensual de las mareas (mareas-vivas y mareas-muertas). Para explorar esta relación más a fondo se calculan las correlación cruzada entre nivel de mar y temperatura. Si existe una relación estrecha entonces la máxima correlación cruzada entre la temperatura y el nivel del mar se presentará en los períodos de variación de éste. Durante las mareas vivas se observa un debilitamiento del gradiente vertical (Fig. 25), esto debido a que es más intensa la mezcla en éste evento. Durante la marea muerta el gradiente vertical es más intenso debido a que la mezcla por la marea es menos intensa. Es posible entonces que la columna de agua al encontrarse estratificada permita registrar dicha oscilación por un termógrafo que se encuentra fijo (como fueron registradas las series), reflejándose como grandes oscilaciones de las isotermas

durante el verano. Las variaciones dentro de la columna de agua de éste tipo son las de la marea superficial. Si ésto ocurre, entonces la máxima correlación cruzada entre la temperatura y el nivel del mar se presentará en los períodos de variación de éste, que será tratado más adelante. También la variación del gradiente vertical esta relacionada a los ciclos lunares.

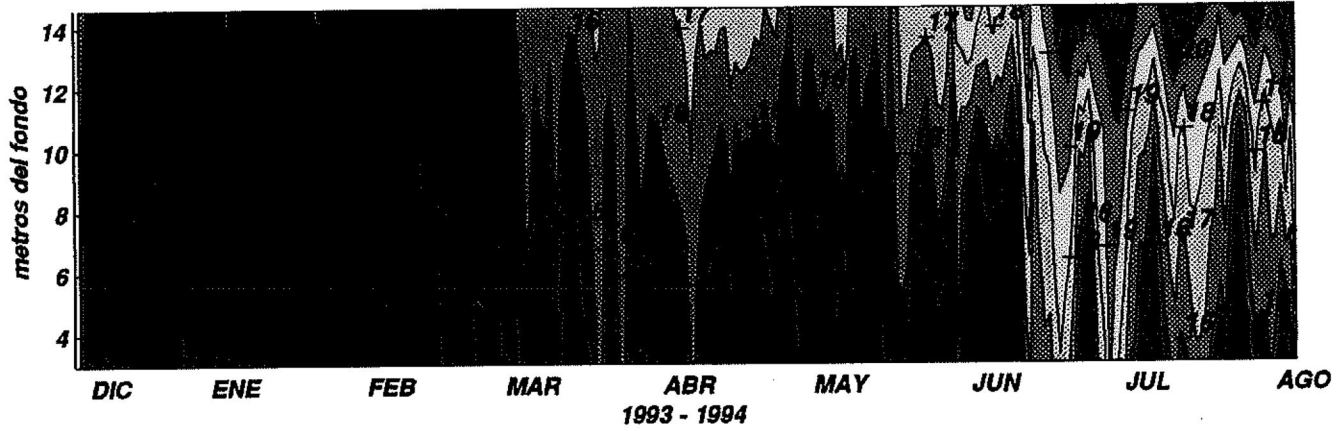
3.1.4 Variaciones diurnas y semidiurnas

Con el análisis presentado en las secciones anteriores se ha identificado que en el verano las mayores variaciones temporales se encuentran en los termógrafos de fondo, en relación con los de superficie y se presentan como oscilaciones periódicas. Para el invierno las variaciones son mínimas o no existen para ambos niveles. Surge entonces la curiosidad de encontrar la periodicidad de éstas oscilaciones y analizar con que fenómenos físicos están relacionadas. Para identificar los períodos de variación que hasta ahora se han descrito en los registros, se calculan los espectros de potencia. En la Fig. 26) se muestra el espectro de potencia espectral típico de temperatura para primavera y verano. Se observan máximos de energía a las frecuencias diurnas y semidiurnas, que pueden estar asociadas a los períodos de variación de la marea, a el sistema de brisas mar-tierra y a oscilaciones inerciales.

Para investigar si existen cambios temporales en la intensidad de variabilidad a las diferentes frecuencias se obtienen los espectros de potencia corridos (Figs. 27 a la 31). En un espectro corrido las contribuciones de baja frecuencia, frecuencias diurnas, semidiurnas y estacionales que se observan en las series de tiempo, son representadas por máximos de energía como contornos de igual densidad espectral. Dichos espectros se calcularon para segmentos de seis días hasta el final de cada serie, abarcando así las diferentes épocas del período de mediciones.

Los espectros para cada segmento de seis días se calculan con un ancho de banda de 0.0417 cph, de donde se obtienen 12 grados de libertad (de acuerdo con la ecuación

Contornos de temperatura en Rompeolas



Gradiente térmico vertical

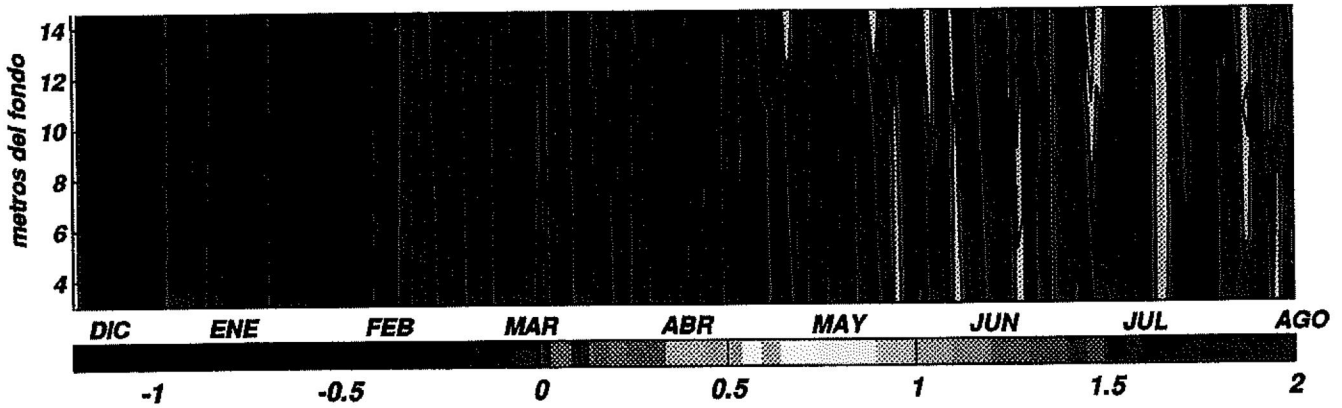


Figura 25. Contornos de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), gráfica superior, y gradiente térmico vertical ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), gráfica inferior, en Rompeolas para 1994. La profundidad en este sitio es de 12 metros.

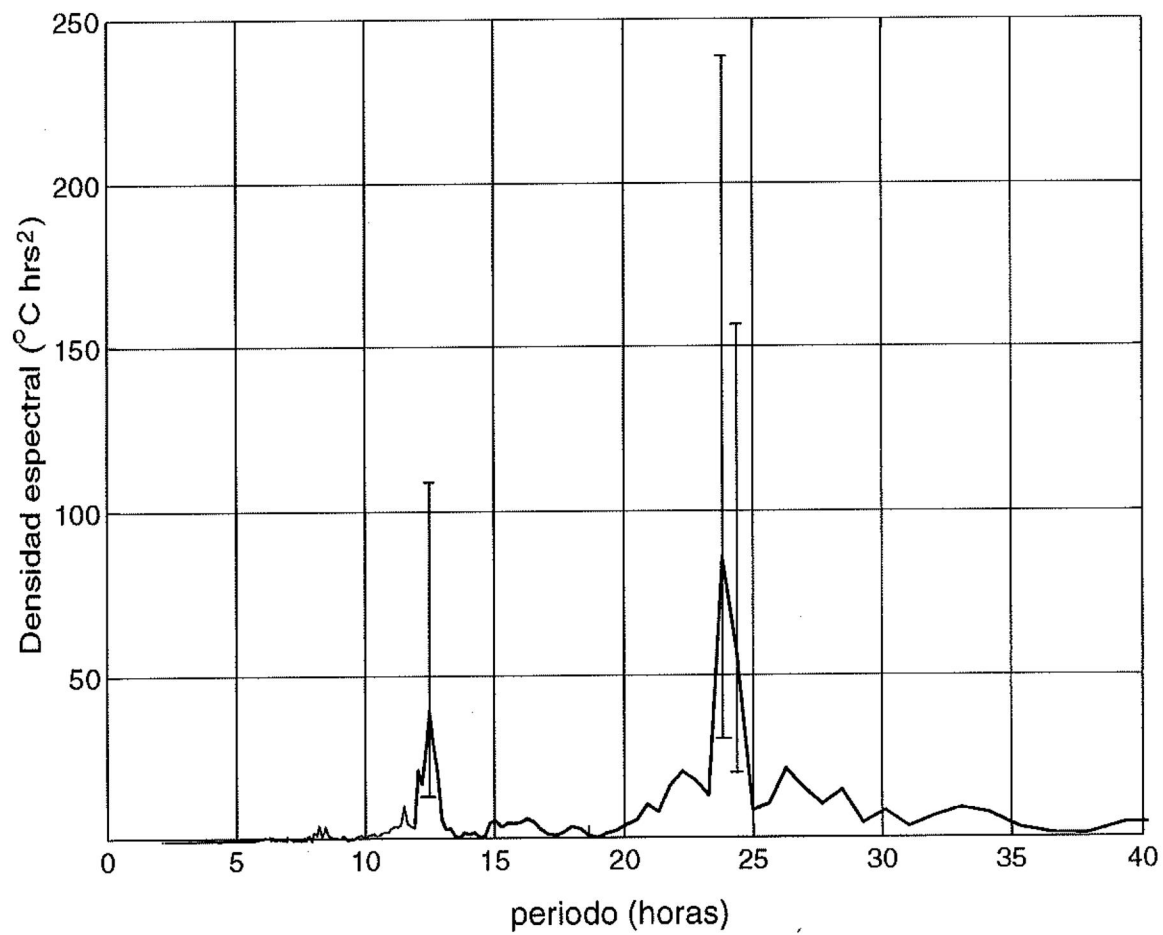


Figura 26: Espectro de potencia típico de temperatura para la época de mayor variación en la Bahía Todos Santos. Se indican los intervalos de confianza.

A.18). El intervalo de confianza correspondiente al 95% es:

$$\left[0.514 \hat{G}_{xx}(f) \leq G_{xx}(f) \leq 2.7272 \hat{G}_{xx}(f)\right].$$

Los espectros corridos para todos los registros de temperatura en la Bahía de Todos Santos muestran que los máximos de energía espectral ocurren a las frecuencias diurnas y semidiurnas a todas las profundidades a lo largo del año. Las oscilaciones semidiurnas se presentan desde marzo y adquieren amplitud máxima en agosto. Durante los meses de invierno no se presentan densidades espectrales que indiquen alguna frecuencia de variación. En esta época la columna de agua se encuentra homogénea, por las condiciones de mezcla y no permite observar alguna variación (Figs. 28b y d, 29b y d).

Para la estación Rompeolas (Fig. 27) se puede notar que las oscilaciones semidiurnas en la superficie están presentes a finales de junio, y en los niveles inferiores desde el mes de abril. Para la frecuencia diurna, los contornos de alta densidad espectral se presentan desde mediados de abril y perduran hasta finales de julio. Siempre la densidad espectral a la frecuencia semidiurna es menor que a la frecuencia diurna. En la mayoría de los casos las variaciones semidiurnas no son presentes en los termógrafos de niveles superiores, pero sí en el de fondo.

Los contornos de densidad espectral para las estaciones La Jolla e Isla Todos Santos (Figs. 28 y 29 respectivamente), muestran un comportamiento similar. Durante el verano de 1993 en La Jolla (Fig. 28a) se observan contornos de densidad espectral alta en los termógrafos de superficie. El resto del tiempo de las mediciones, los termógrafos de fondo presentan mayor densidad espectral a la frecuencia diurna que a la semidiurna, para ambas localidades. En primavera-verano de 1994 se observa que en el termógrafo a 10 metros las variaciones a ambas frecuencias son mayores que en el nivel de fondo, continuando el efecto hasta principios de otoño (Fig. 28c y d).

Las estaciones Ciprés y Punta Morro (Figs. 30 y 31, respectivamente) muestran

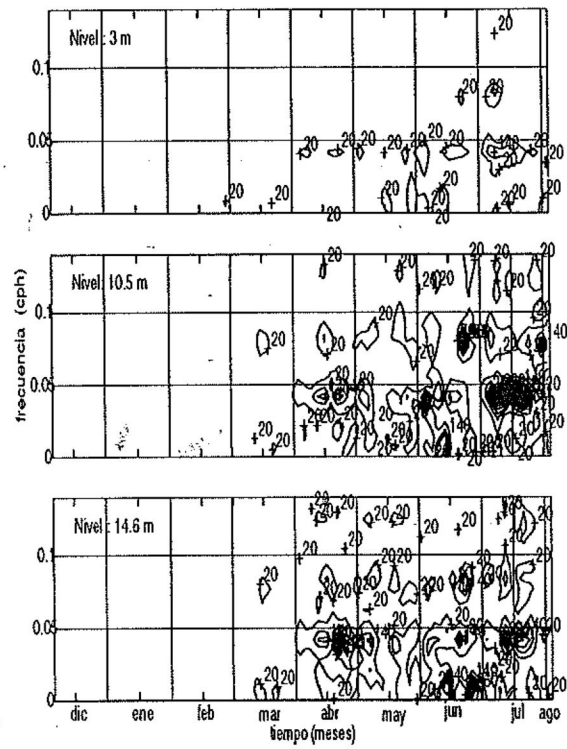


Figura 27: Espectros de potencia corridos para la estación Rompeolas. Los contornos representan la densidad-espectral ($^{\circ}\text{C}^2 \times \text{hr}$).

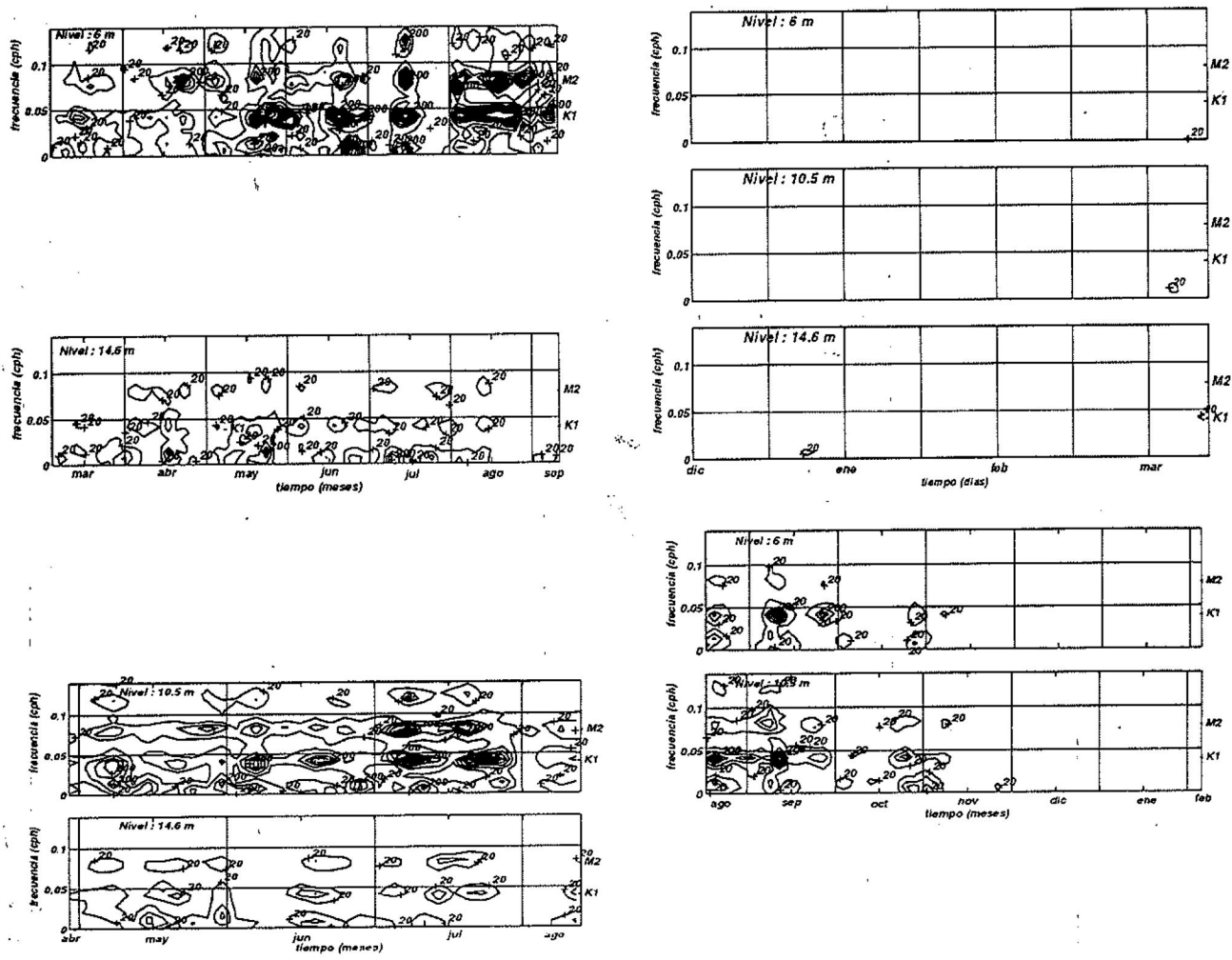


Figura 28: Igual que la Fig. 27 para La Jolla. a) Primavera-verano 1993, b) invierno-primavera 1993-1994, c) primavera-verano 1994, d) verano-invierno 1994-1995.

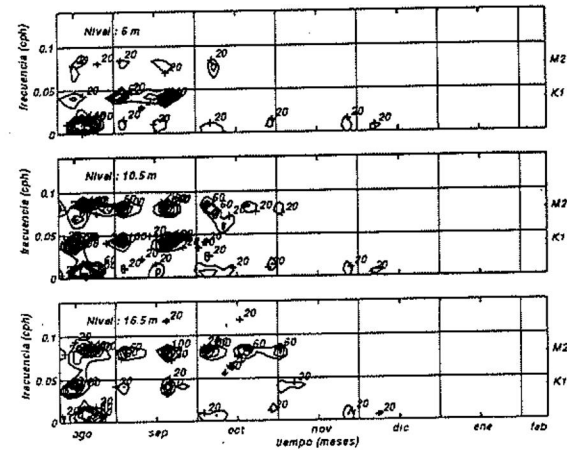
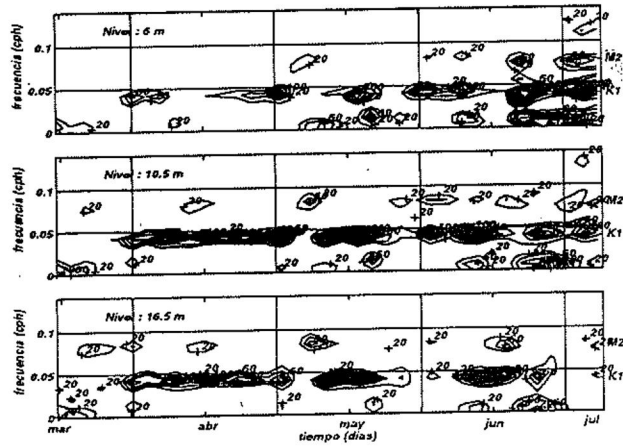
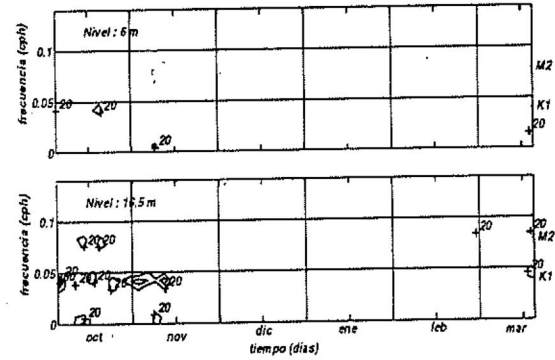
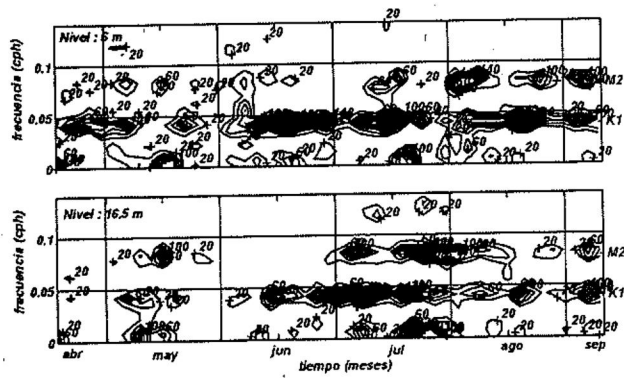


Figura 29: Igual que la Fig. 27 en Isla Todos Santos.

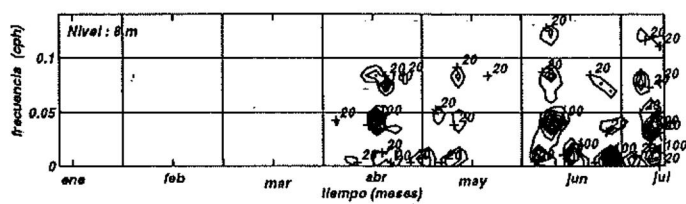


Figura 30: Igual que la Fig.27 en Ciprés.

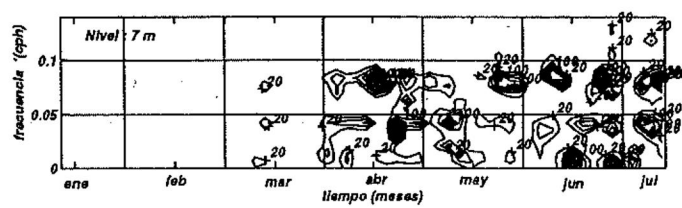


Figura 31: Igual que la Fig. 27 en Punta Morro

un comportamiento similar, y aunque no abarcan un ciclo anual, ilustran satisfactoriamente el efecto de transición entre invierno y verano, como en las localidades anteriores.

En la mayoría de los trabajos realizados que se refieren a la caracterización de la temperatura reportan que cerca del fondo la variación causada por forzamientos semidiurnos de la marea es de mayor importancia (Cairns y LaFond, 1967). Granados-Guzmán y Álvarez-Borrego (1984) presentan espectros de varianza de la temperatura para la ensenada de La Paz, B.C.S. con variaciones diurnas de mayor amplitud que las variaciones semidiurnas para los meses de verano. Sin embargo, no logran explicar claramente este efecto, ya que lo atribuyen a variaciones diurnas de surgencias y a los altos gradientes horizontales de temperatura.

Los resultados anteriores revelan que durante los meses de verano en todas las localidades, los espectros presentan mayor densidad espectral. Se observa además que los máximos en dichos contornos ocurren a intervalos regulares en tiempo. Con el fin de identificar los períodos a los cuales ocurren dichos máximos, se obtiene el espectro de potencia de la variación temporal de las oscilaciones representadas en las Figs. 27 y 31. El espectro de potencia para los espectros corridos de la estación La Jolla se muestra en la Fig. 32. Este espectro de potencia indica que a los 14 metros de profundidad la frecuencia diurna de variación presenta recurrencias de aproximadamente cada 15 días. En el termógrafo de superficie tanto la frecuencia diurna como semidiurna, se presentan en períodos muy cercanos a los 15 días. Este período de variación sugiere estar relacionado con los ciclos de mareas muertas-vivas. A frecuencias bajas también se presentan variaciones de períodos de 4-5 días, que corresponden aproximadamente a los períodos de variación de los vientos sinópticos.

3.2 Caracterización de los vientos en la Bahía de Todos Santos

Variaciones en la rapidez o en la dirección del viento pueden modificar la temperatura del agua de mar debido a los procesos de mezcla, evaporación y circulación, entre otros.

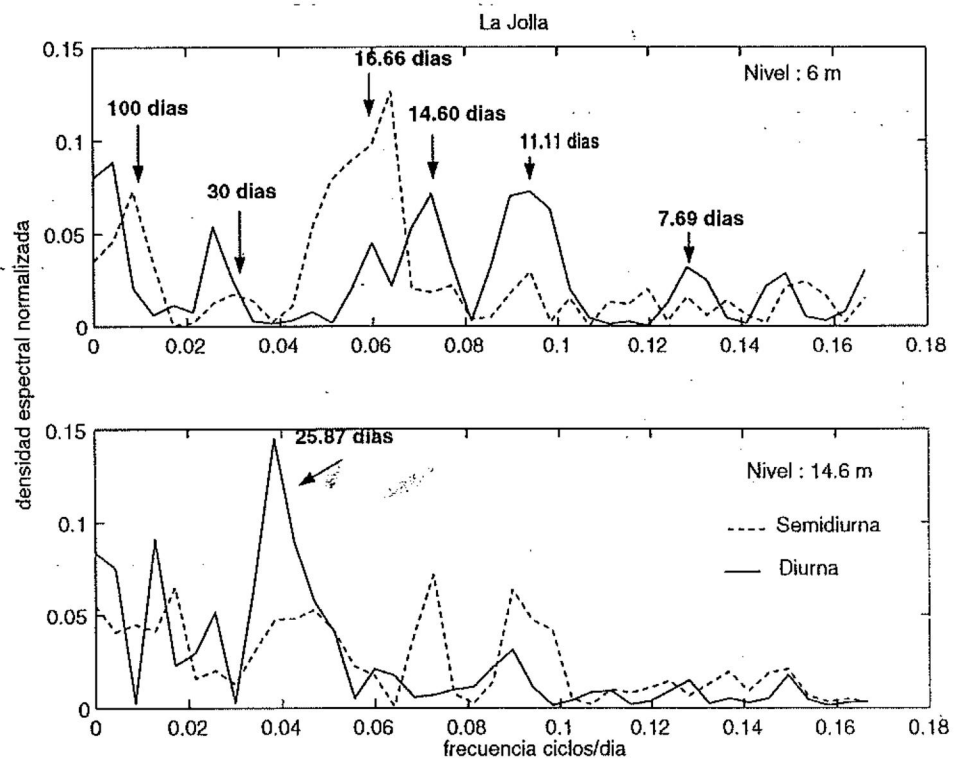


Figura 32: Espectro de potencia de los eventos de mayor densidad espectral observados en la Fig. 27 (La Jolla), para las frecuencias diurna (línea continúa) y semidiurna (línea punteada), para la superficie y fondo.

El estudio preliminar de las series de tiempo de temperatura indica que las mayores variaciones de ésta no coinciden con las mayores variaciones del viento. Sin embargo, es posible explicar tendencias promedio en términos de la intensidad y persistencia del viento.

Por medio de análisis hodográfico se identifican los vientos locales y la influencia que sobre éstos tienen los vientos de escala sinóptica. Con el análisis espectral se identifican las brisas y su intensidad a lo largo del año.

Durante el verano de 1994 se dañaron los sensores en la estación meteorológica ubicada en Isla Todos Santos. Debido a que ésta es la época de principal interés en el presente estudio (época en que se presentan las mayores variaciones de temperatura), se recurre al uso de los datos de la estación meteorológica de Punta Morro. Este segmento de datos ha sido ajustado al resto de la serie de la Isla de acuerdo con: $u_c + iv_c = |\alpha| |u_d + iv_d| e^{i\theta}$, donde $u_c + iv_c$ es la serie vectorial de viento corregida, α y θ son los factores de corrección de la amplitud y dirección, respectivamente, obtenidos por ajuste de mínimos cuadrados con la serie de Isla Todos Santos, y donde $u_d + iv_d$ es la serie de Punta Morro a ajustar.

3.2.1 Características generales

La Fig. 34 muestra un diagrama de astillas para 1994 y la Tabla VIII las estadísticas básicas de los vientos mensuales para la estación Isla Todos Santos. La estadística de viento muestra variaciones estacionales. Aunque durante todo el año se presentan vientos del oeste, en el otoño e invierno son representativos los vientos del norte y noreste. En primavera y verano del sur suroeste y noreste. Las épocas de mayor variación son la primavera y el otoño y denotan las etapas de transición entre la presencia de los vientos débiles y fuertes a lo largo del año.

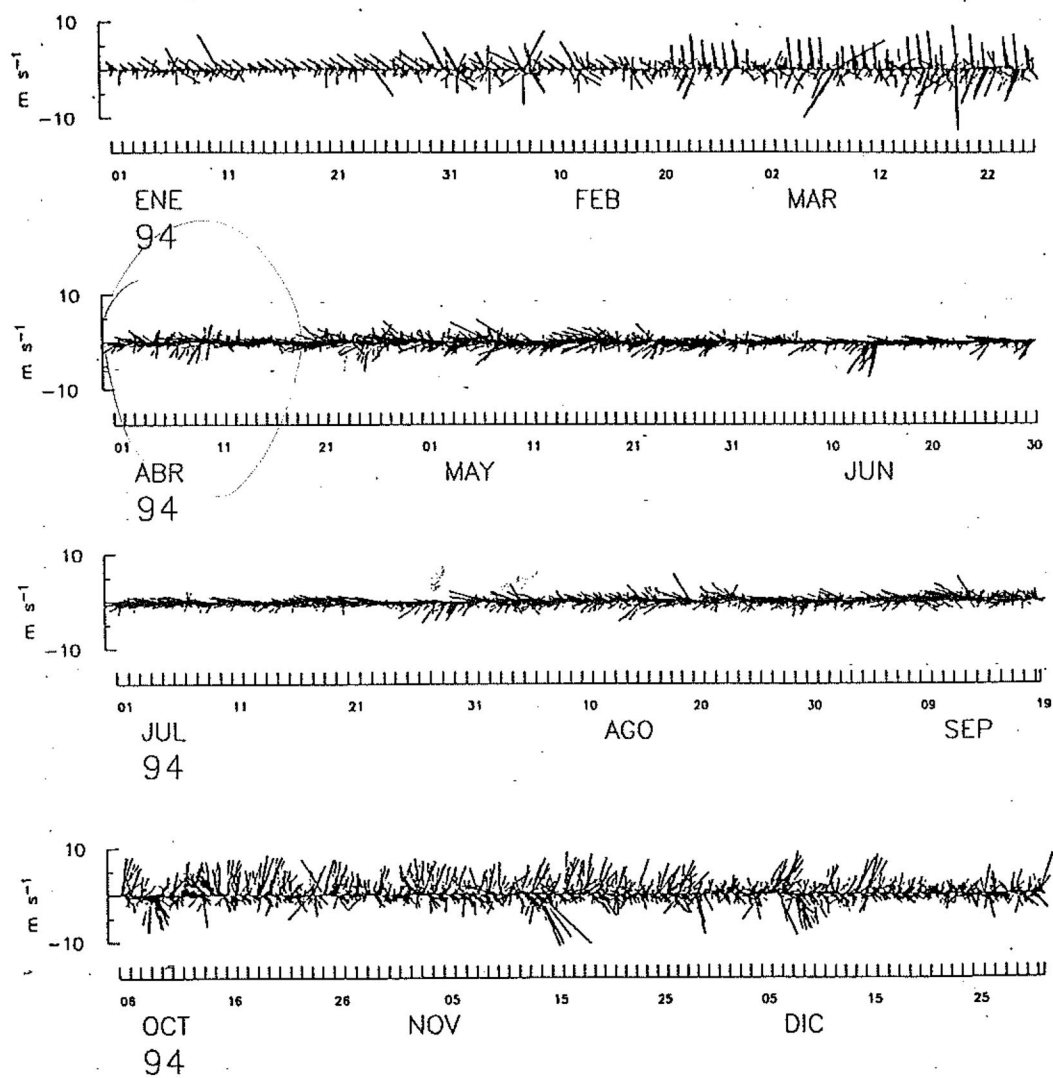


Figura 33: Diagrama de astillas de viento en Isla Todos Santos para 1994.

Tabla VIII: Estadísticas básicas de rapidez de viento (m/s) en Isla Todos Santos para el año de 1994.

Mes (1994)	máxima	mínima	promedio	desv.std.
enero	18.50	0.00	3.67	2.40
febrero	16.26	0.00	4.14	2.53
marzo	24.64	0.07	4.00	2.41
abril	14.17	0.00	2.93	2.28
mayo	15.82	0.00	1.18	2.08
junio	25.66	0.00	1.64	2.50
julio	26.26	0.00	3.90	3.41
agosto	16.26	0.04	4.48	2.31
septiembre	14.92	0.30	3.94	1.86
octubre	14.92	0.30	3.94	1.86
noviembre	24.47	0.00	5.41	3.74

3.2.2 Variaciones estacionales

La variación de la rapidez, desviación estándar y persistencia del viento para un día típico para cada estación del año se muestra en la Fig. 34. En primavera y verano la rapidez presenta valores máximos (mayor de 4 m/s) entre las 12:00 y 15:00 horas y las 19:00 y 21:00 horas, y ráfagas intensas (representadas como máximos de la desviación estándar) entre las 3:00 y las 6:00 horas. Los valores mínimos (de 2 m/s) son entre las 22:00 horas y la 1:00. En el invierno la rapidez máxima (mayor de 5 m/s) se presenta entre la 0:00 y 5:00 horas, mientras que las mínimas (3.5 m/s) entre las 15:00 y 20:00. Durante el otoño se invierte el comportamiento del verano. En la madrugada (de 5:00 a 9:00 horas) se presentan los máximos y disminuyen hacia el medio día y la tarde (a 2 m/s). Durante la primavera y verano la brisa se establece desde la madrugada, marcada por intensas ráfagas hasta las 18:00 horas, con una rapidez de 2.8 a 3.5 m/s y una desviación estándar de 2.5 m/s (Fig. 34). Durante el otoño-invierno éste efecto se invierte, es decir la brisa terrestre se define mejor que la marina y esta última es de menor duración y rapidez. En la misma figura se observa que en el otoño la brisa marina comienza a definirse más temprano (de las 2:00 hasta las 13:00 horas), es de

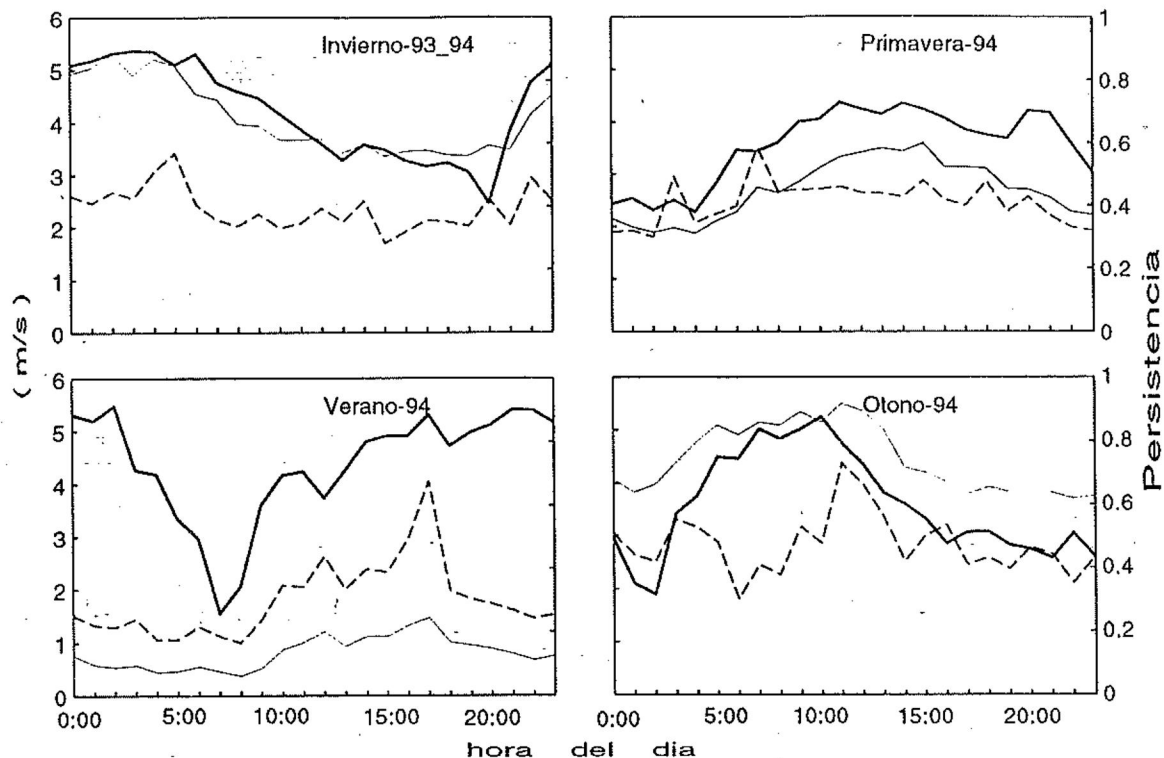


Figura 34: Características generales de viento: Rapidez (línea delgada), persistencia (línea gruesa) y desviación estándar (línea punteada).

mayor rapidez (5 m/s) y desviación estándar de 3.5 m/s, representada por más ráfagas intensas que en el verano. Hacia el invierno la brisa terrestre se define desde las 20:00 hasta las 8:00 horas del día siguiente y perdura más que durante el otoño. La brisa marina en esta época es de menor intensidad que la terrestre.

La Fig. 34 también muestra la variación de corto período de la persistencia (R). En invierno la dirección del viento es muy persistente durante la noche y madrugada, en otoño durante las primeras horas del día, y durante el verano entre las 12:00 y 15:00 horas. Este comportamiento no es más que el reflejo del establecimiento de las brisas descrito anteriormente.

En la Bahía de Todos Santos los vientos son gobernados por efectos sinópticos del exterior (Reyes y Parés, 1983). Cuando el viento sinóptico tiene dirección perpendicular a la línea de costa y es de mar a tierra, el viento local presenta una intensificación en

ésta misma dirección (Argote-Espinoza *et al.*, 1975). Si el viento sinóptico es de sentido contrario, el viento local puede o no desarrollarse. Si se desarrolla, es acompañado por un descenso brusco de la temperatura y un aumento de la humedad relativa (Riehl, 1965). Durante el invierno esta influencia sinóptica es de mayor intensidad y ocasiona mayor variabilidad y menor persistencia en los vientos locales. El otoño es la época de transición de vientos sinópticos débiles a fuertes, por lo que la desviación estándar es mayor en esos meses del año. Pavía y Reyes (1983) establecen que durante el verano el sistema de brisas en la bahía se intensifica, disminuye su variabilidad y se hacen más persistentes. La Fig. 34 muestra un comportamiento similar: durante el verano la rapidez disminuye y la persistencia aumenta ligeramente, y la hora en que cambia la brisa terrestre a la marina (de 6:00 a 7:00 horas) se hace más marcada en estos meses. Lo anterior muestra que en el verano los vientos son igual de persistentes que en otoño e invierno, pero de menor rapidez. Pavía y Reyes (1983) utilizaron series de tiempo muy cortas para el otoño, consideran sólo a diciembre como mes representativo de ésta estación y sólo a febrero como representativo de invierno.

3.2.3 Influencia del viento sinóptico

Con el fin de separar los vientos locales y sinópticos y observar la influencia de éstos en la brisa, se filtran las series de tiempo de viento de acuerdo con el filtro Hampel (Ec. A.43, Fig. A.1 del apéndice) y se obtiene la oscilación diaria. Un autoespectro escalar de viento de una serie filtrada no muestra variaciones diurnas, de aquí que es justificado el hecho de que al aplicar el filtro se eliminan las oscilaciones de ésta frecuencia. Es posible obtener la oscilación diaria (residual) de la diferencia entre la serie de viento (datos crudos) y la serie filtrada (Breckling, 1989; Reyes *et al.*, 1983). Este efecto se muestra en los hodógrafos calculados para las series de viento (Fig. 35) y serie residual. Se puede observar la forma elíptica del hodógrafo que corresponde al sistema de brisas bien definido durante todo el año. Su posición con respecto al origen

refleja la influencia del campo sinóptico en el viento (Haurwitz, 1946); en todos los casos el viento proviene del noroeste y ocasiona que la elipse sea desviada al sureste. Al comparar la elipse de los datos crudos con la elipse residual, a excepción de este desplazamiento, se observa que ésta no sufre modificación alguna en su forma. Esto indica que los vientos locales son persistentes, débiles y soplan de mar a tierra. En el caso contrario el hodógrafo sería más ensanchado (menor excentricidad) y más grande. La fuerte influencia del viento sinóptico durante el otoño e invierno, que mencionan Pavía y Reyes (1983), se refleja en los hodógrafos de la Fig. 35. Los hodógrafos de la serie de viento para otoño e invierno se encuentran más alejadas del centro y del hodógrafo de la oscilación diaria (residual), que para primavera.

3.2.4 Frecuencias de variación

En el dominio de la frecuencia se calculan los espectros rotacionales para las series de viento de la Isla Todos Santos y Punta Morro (Fig. 36 a y b, respectivamente). En la banda de bajas frecuencias es notorio el pico a la frecuencia de 0.008 cph (aproximadamente de 5.2 días) y en las altas, las frecuencias de 0.04 y 0.08 (diurna y semidiurna, respectivamente). Para todos los casos la densidad espectral correspondiente a las frecuencias negativas son mayores que a las positivas, lo cual evidencia el efecto de Coriolis a éste movimiento, característico del hemisferio norte (O'Brien, 1974).

La periodicidad de 5.2 días (frecuencia de 0.008 cph) corresponde a periodicidades del viento sinóptico (Breckling, 1989). Este viento del noroeste se intensifica durante el otoño e invierno, como lo revelan las hodógrafos. La periodicidad diurna corresponde al sistema de brisas, presente en todo el año. En Isla Todos Santos durante la primavera se observa que esta oscilación diurna se ve opacada por una fuerte variación del viento sinóptico (Fig. 36a), sin embargo, en Punta Morro se encuentra bien definida (Fig. 36b). Lo anterior es debido a que en la isla se presenta mayor influencia de los efectos de escala sinóptica, a diferencia de puntos en la costa, como Punta Morro (O'Brien, 1974;

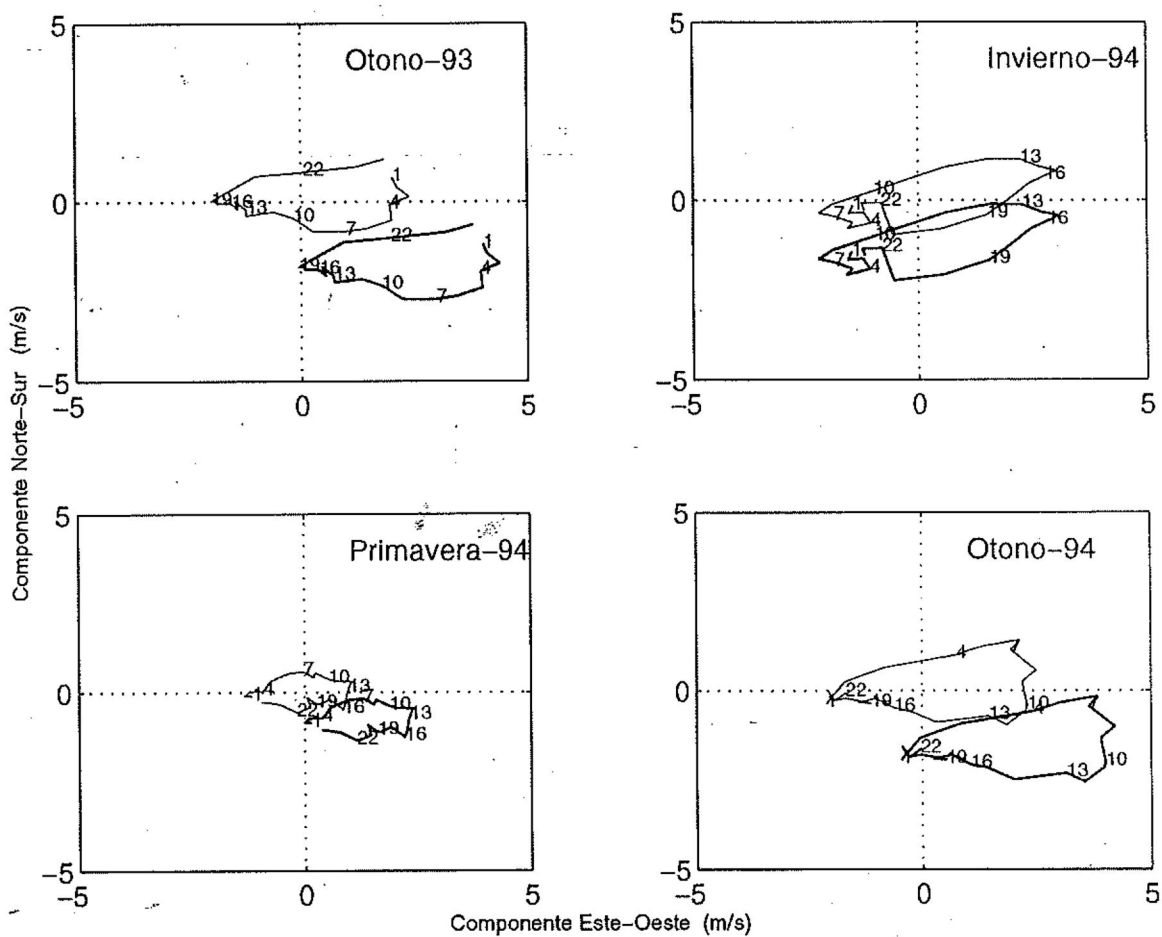


Figura 35: Hodógrafos de viento para cuatro estaciones del año en Isla Todos Santos. Línea gruesa datos sin filtrar (viento), línea delgada serie residual (oscilación diaria).

Pavía-López, 1979). La oscilación a la frecuencia semidiurna corresponde a la variación semidiurna de la presión superficial. Esta depende del calentamiento y del efecto de convección libre de la atmósfera y ocasiona una intensificación de la fuerza de gradiente de presión semidiurna (Riehl, 1965; Reyes y Parés, 1983). Puede ser también debido a que el viento sopla en una misma dirección cada 24 horas y en dirección opuesta cada 12 horas al cambiar la dirección del viento. En las curvas de rapidez y persistencia descritas anteriormente (Fig. 34) se observa que en el día la dirección del viento cambia dos veces durante la primavera. Es por esto que en los espectros rotacionales de invierno y otoño la frecuencia semidiurna tiene un valor de densidad espectral significativa, que se ve intensificada durante el otoño e invierno para las dos localidades (observado también por Pavía y Reyes, 1983).

3.2.5 Brisas en la Bahía de Todos Santos

Otro término que proporciona el cálculo de espectros rotacionales son los elementos de las elipses componentes para cada frecuencia, que son análogos a los hodógrafos obtenidos en el dominio del tiempo. La orientación y la longitud del eje mayor de la elipse representan la dirección de mayor variación y la magnitud del viento a cierta frecuencia, respectivamente. Estos elipses se muestran en la Fig. 37 para las frecuencias más significativas para diferentes estaciones del año observadas en los espectros rotacionales. La elipse en la línea delgada representa la frecuencia semidiurna y en línea gruesa la frecuencia diurna. Al igual que en los espectros rotacionales, en éstas figuras se observa la importancia relativa de la frecuencia diurna sobre la semidiurna.

La mayor rapidez para la frecuencia diurna se presenta durante el invierno de 1993 en Isla Todos Santos con una dirección de variación suroeste-noreste. Para el mismo período la frecuencia semidiurna presenta muy baja magnitud y una dirección noroeste-sureste. En primavera y otoño la elipse adquiere un ligero ensanchamiento que representa mayor variación pero vientos de menor magnitud, lo que marca la época de

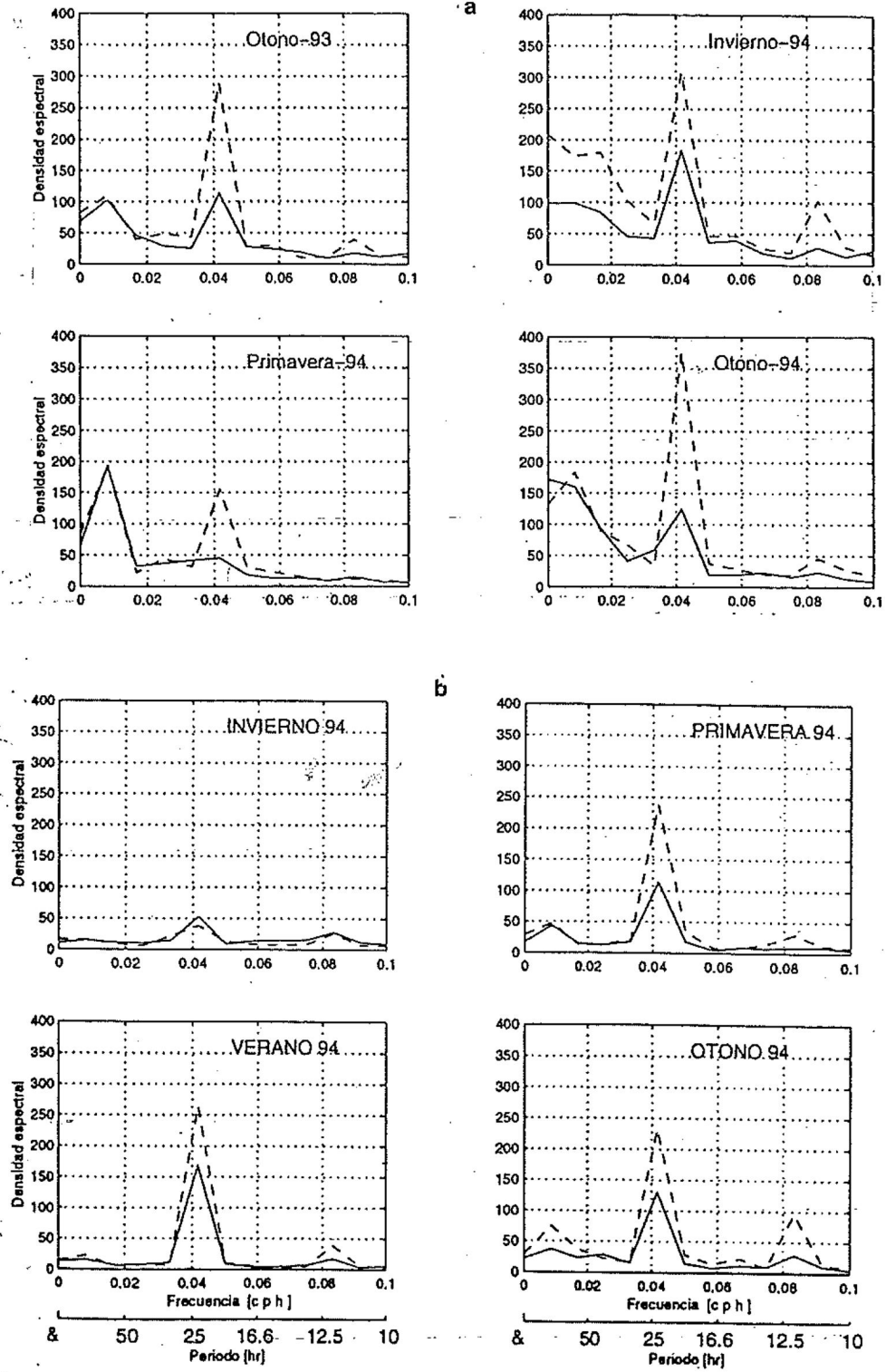


Figura 36: Espectros rotacionales de viento en a) Isla Todos Santos y b) Punta Morro.

transición entre el verano e invierno. Durante el verano en Punta Morro (no se cuenta con registros en Isla Todos Santos) los valores son de mayor magnitud, menor varianza y consistentes con los valores altos de persistencia (según la Fig. 34). La dirección de la brisa en ésta época es oeste-este. En ésta misma localidad, en otoño, la dirección de variación es norte-sur; sin embargo, en la Isla Todos Santos es oeste-este y con mayor varianza. La diferencia en el tamaño de la elipse componente entre las frecuencias semidiurna y diurna se debe a la influencia del viento sinóptico en las brisas en la isla y al mayor efecto de convección libre en Punta Morro (Reyes y Parés, 1983). La diferencia en las direcciones de las elipses es debida a la orientación de la línea de costa. La brisa marina se ve afectada por la línea de costa cóncava ocasionando una divergencia en el flujo, reflejado en la dirección de las elipses de la frecuencias diurnas (Pavía-López, 1979; Reyes y Parés, 1983). Una vez que se ha conocido la variación de los vientos y la temperatura del mar se analiza a continuación un análisis de la posible relación entre éstas.

3.3 Correlación de la variación de temperatura con viento y nivel del mar

Para conocer a que frecuencias de variación se encuentra mejor correlacionada la variación de la temperatura con las variables ya mencionadas y analizadas, se calculan los espectros cruzados de las series de temperatura para el termógrafo de superficie y de fondo, de la estación Isla Todos Santos, con las series de tiempo de nivel del mar y viento. Se consideran datos horarios en un período entre el 1 de marzo al 15 de julio de 1994 y . El espectro cruzado de la temperatura con la marea ($|G_{xy}|$) (Fig. 38) muestra que en la superficie, a la frecuencia diurna, las magnitudes de la densidad coespectral son mayores (0.3) que a la frecuencia semidiurna (0.15) (notar que se reporta la densidad espectral normalizada de G_{xx} , G_{yy} y $|G_{xy}|$). La coherencia cuadrada (γ_{xy}^2) a ésta frecuencia es de 0.7. Para el termógrafo de fondo a ambas frecuencias diurna y semid-

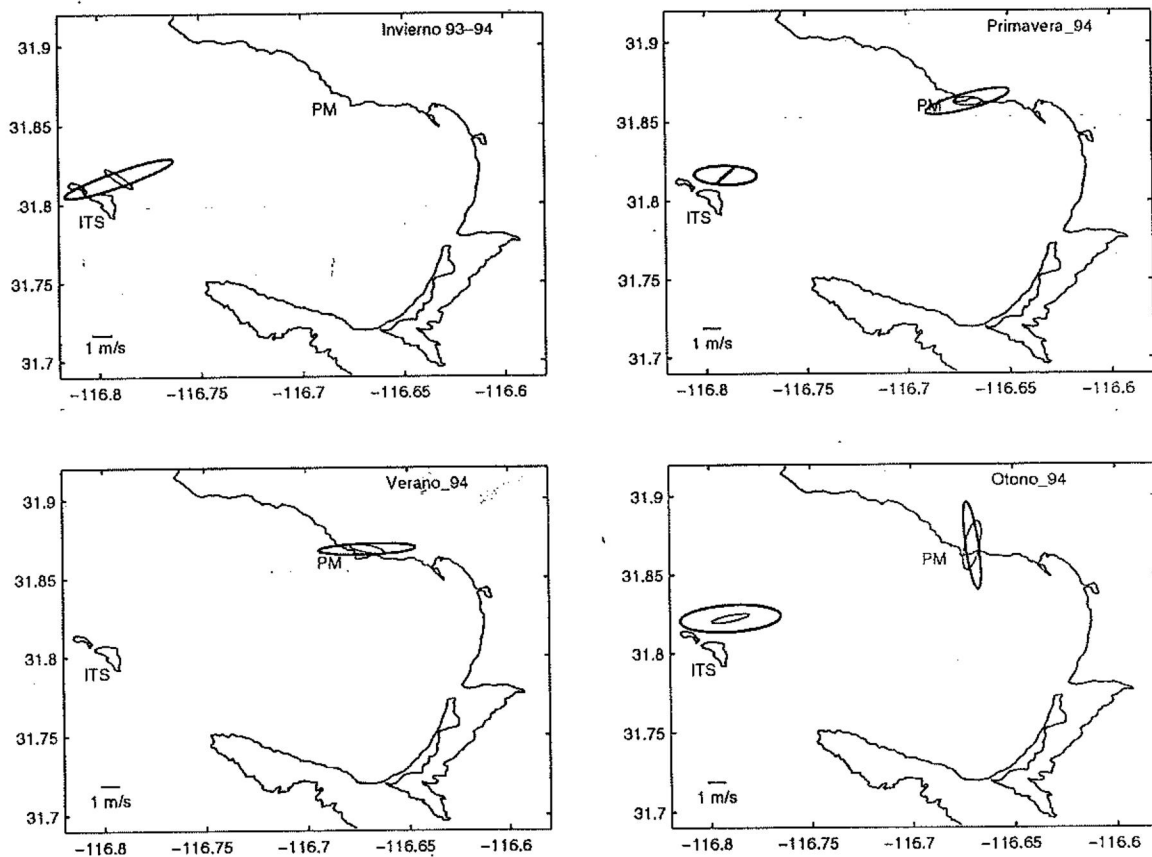


Figura 37: Elipses componentes para frecuencias diurna (línea gruesa) y semidiurnas (línea delgada) para cuatro estaciones del año en Isla Todos Santos y Punta Morro.

iurna, $|G_{xy}|$ es similar (0.28). La γ_{xy}^2 a la frecuencia diurna es también de 0.7 como en la superficie, ligeramente mayor que a la frecuencia semidiurna, (de 0.6). Estos valores obtenidos están relacionados con el valor a las frecuencias diurna y semidiurna en los autoespectros de temperatura (G_{xx}) en la superficie, a la frecuencia semidiurna G_{yy} es muy bajo para ambos termógrafos.

El espectro cruzado de temperatura con el viento (Fig. 39) a la frecuencia diurna presenta una variación de igual magnitud que los espectros cruzados con la marea, para ambos niveles. La coherencia cuadrada para la superficie a ésta frecuencia es de 0.6 y en el fondo de 0.45. Carrillo-Bibriexca (1993) encuentra durante otoño una coherencia cercana a uno para la frecuencia diurna y semidiurna en los autoespectros cruzados de temperatura con la marea. También son notorios los valores de densidad espectral en las bajas frecuencias de los autoespectros de temperatura, sin embargo a éstas no se obtienen máximos en $|G_{xy}|$ ni tampoco en γ_{xy}^2 .

Con lo anterior se resume que a la frecuencia diurna se tienen valores muy cercanos de $|G_{xy}|$ entre la temperatura-marea y temperatura-viento; sin embargo, γ_{xy}^2 es menor en el segundo caso. Resulta difícil discernir cual de los dos parámetros, marea o viento, es el que influye mayormente en la variación de la temperatura en éstos períodos. Los valores de coherencia cuadrada de la temperatura con los dos parámetros a las frecuencias diurnas y semidiurnas sugieren una fuerte influencia por corrientes de marea en el fondo. En la superficie, la variación de la temperatura a la frecuencia a la diurna parece estar mas bien relacionada a procesos meteorológicos, como el viento o cambios de presión atmosférica.

Con el fin de conocer si las variaciones de temperatura entre el exterior e interior de la bahía suceden a tiempos iguales o si se encuentran desfasados, se calcula la correlación cruzada C_{xx} entre las series de temperatura de la estación Isla Todos Santos y las estaciones interiores. C_{xx} se calcula para un período del 14 de enero de 1994 al 15 de marzo de 1994. El máximo número de correlación m se obtiene de $m = \frac{1}{B_c h}$, donde

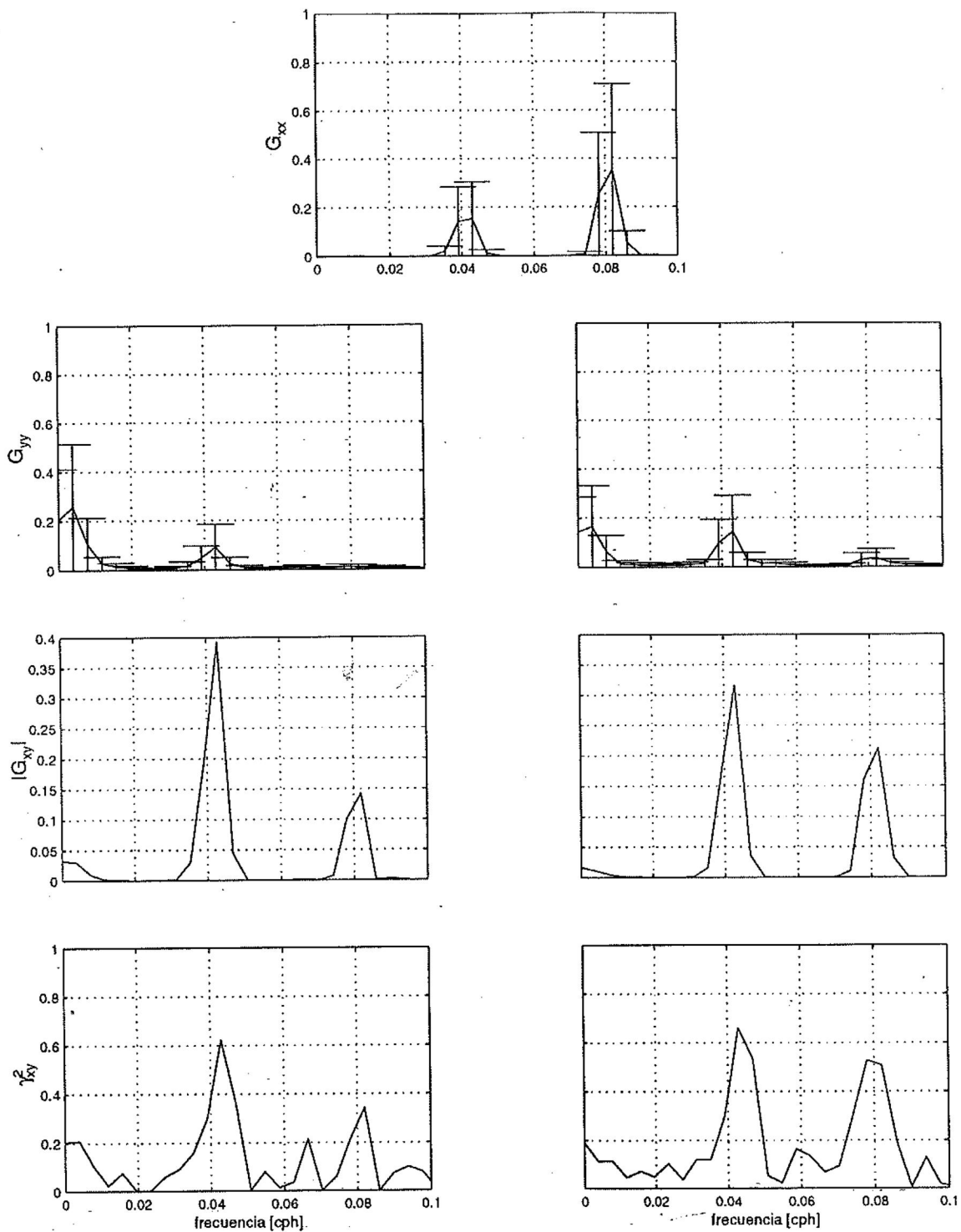


Figura 38: Autoespectros de marea (G_{xx}), temperatura (G_{yy}) (a 6 m lado izquierdo, a 16.6 m lado derecho) y coherencia cuadrada (γ_{xy}^2). Para el primero de marzo al 15 de julio de 1994. (Las densidades espectrales están normalizadas).

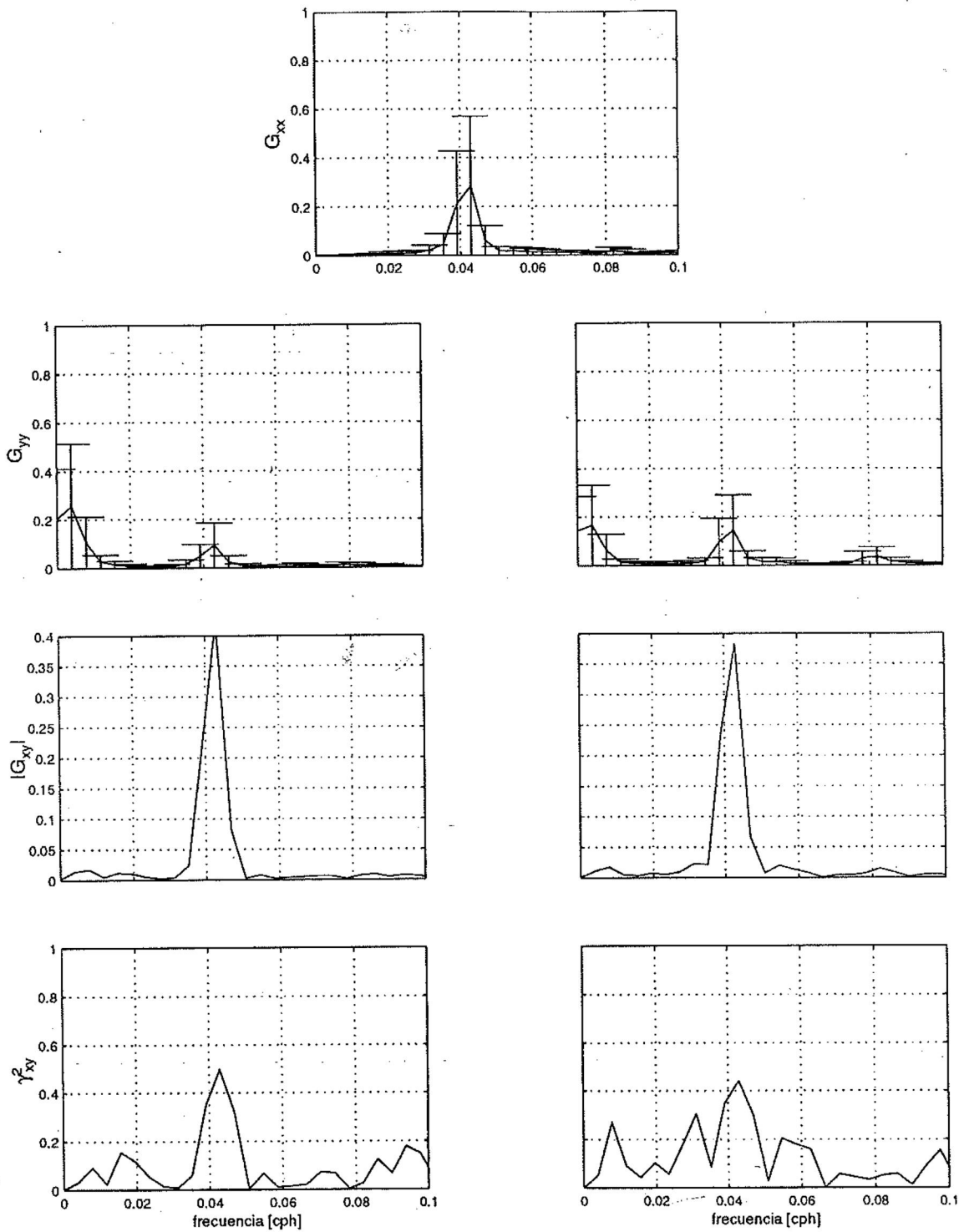


Figura 39: Igual que la Fig. 38, solo que ahora con la componente este-oeste del viento (G_{xx}).

B_e es el ancho de banda de resolución (0.0078) para calcular la potencia espectral y h es el intervalo de muestreo (0.25 hrs) (Bendat y Piersol, 1971). Los resultados se muestran en la Tabla X de la sección 4.3. Excepto para la estación La Jolla, se observa un retraso de la señal de temperatura desde la estación Isla Todos Santos con respecto a las demás estaciones. Los resultados de éste análisis sugieren la propagación de una señal desde la parte externa de la bahía (Isla Todos Santos) hacia el interior.

3.4 Resumen

La temperatura muestra poca variación desde finales de otoño hasta finales de invierno (0.3°C^2). Desde mediados de febrero hasta principios de noviembre la varianza es mayor, y es más intensa (4°C^2) en los meses de junio, julio y agosto (verano). Estas variaciones tienen una frecuencia muy cercana a la frecuencia de oscilación de la marea y son observadas únicamente durante verano y mediados de otoño, época en que se encuentra bien estratificada la columna de agua, definida por la presencia de la termoclina estacional (a 9 metros de profundidad). El análisis estadístico aplicado a las series de temperatura permite identificar durante esta época variaciones de períodos de 8, 12, 24 horas y hasta de 5 a 6 días. Las altas frecuencias de oscilación, (mayores de 0.08 cph) ocasionan que los registros de temperatura del fondo muestren aumentos y descensos repentinos de hasta 8°C en menos de 6 horas. Las variaciones parecen estar relacionadas a las frecuencias de oscilación de ondas internas de período de la marea en las capas inferiores más que por variaciones de viento; éste presenta períodos de variación diurnos, relacionados principalmente a la brisas.

4 DISCUSIONES

4.1 Caracterización de la variabilidad térmica la Bahía.

Los promedios y varianzas de la temperatura calculadas en el presente estudio difieren de lo reportados por Carrillo-Bibriezca (1993) (Tabla IV y V). Las encontradas durante el otoño son mayores y durante el invierno son menores que las de dicha autora. Este comportamiento es muy probable que sea causado por la presencia del evento conocido como El Niño. Cuando en el hemisferio sur se presentan estas condiciones las aguas del Pacífico Este presentan un aumento en la temperatura que es registrada en los meses subsecuentes (Stull y Tang, 1996). Las anomalías de temperatura calculadas por éstos autores frente a la costa sur de California desde 1973-1993 se muestran en la Fig. 40. Estas revelan que en los años en que ocurrió El Niño se ha presentado un calentamiento de las aguas costeras de California. El evento El Niño desarrollado más reciente fue el de 1991-1992, el período examinado en el presente estudio es considerado como una época anómala debido a que se encuentra dentro de la etapa de relajación después del paso de la onda costera tipo Kelvin que viaja hacia el norte desde Perú (Stull y Tang, 1996). Las Figs. 21 y 22 demuestran las condiciones anómalas de temperatura registradas en las aguas de la bahía, durante los meses de otoño-invierno de 1993, la temperatura presenta alrededor de 1.5°C de diferencia comparados con los mismos meses de 1994.

Los espectros corridos de temperatura en función del tiempo (Figs. 27 a 31), muestran las frecuencias de variación de 5 a 6 días, 24, 12 y 6 a 8 horas en diferentes épocas del año. Durante los meses de invierno aparentemente no se presentan frecuencias significativas de variación (Figs. 27, 28b y d, 29b y d, 30 y 31) debido a que la columna de agua se encuentra homogénea y no revela una estructura térmica en capas. A principios de primavera se notan valores de la densidad espectral significativos a las frecuencias diurnas y semidiurnas que perduran todo el verano, donde la varianza a la

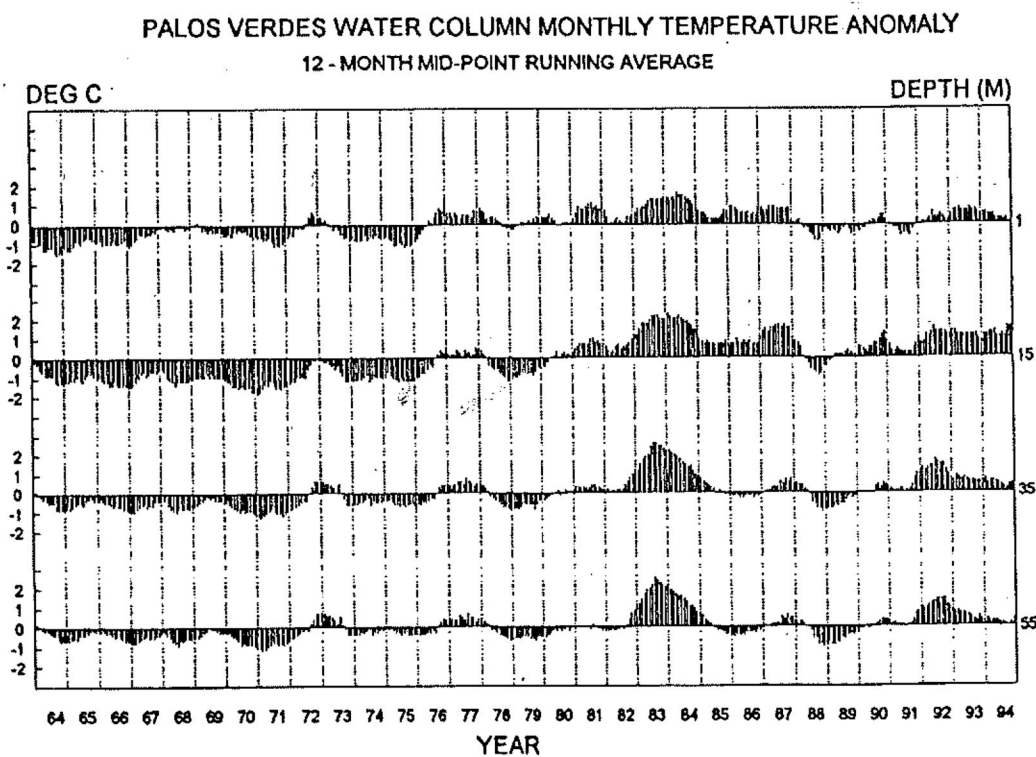


Figura 40: Anomalías de temperatura para la localidad frente a la costa sur de California, E. U. (Tomada de Stull y Tang, 1996).

frecuencia diurna es más significativa que la semidiurna, sobre todo en el termógrafo de fondo. Este resultado resulta ser sorprendente, considerando que la marea en la localidad es mixta principalmente semidiurna, y que ésta debería reflejar su efecto más que la frecuencia diurna en las variaciones de temperatura.

La variación semidiurna es notable en los autoespectros escalares de la marea (Fig. 38), que también se refleja en los registros de corrientes en estaciones ubicadas dentro de la Bahía de Todos Santos, indicadas en la Fig. 1 (García-Robles *et al.*, 1995). La Fig. 41 muestra las amplitudes de las elipses componentes de las corrientes en dichas estaciones para primavera y verano de 1994. Se observa que la componente M_2 de la corriente de marea es más importante para ciertas estaciones y profundidades que para otras. En las estaciones Bahía Central, Punta Morro y El Ciprés la corriente a 10 m de profundidad presenta mayor contribución de M_2 que de K_1 . La componente diurna parece tener mayor importancia relativa respecto a M_2 sólo en Punta Banda a los 10 metros de profundidad, y a los 36 metros en Bahía Central y El Cañón. En ésta última estación las corrientes muestran un comportamiento unidireccional por efecto de la topografía en el cañón submarino entre las Islas Todos Santos y Punta Banda. Las variaciones semidiurnas (12.5 horas) en los registros de temperatura se explican principalmente con la componente del mismo período del nivel mar, en forma de una marea interna de período semidiurno que se aproxima a la costa correspondiente a la marea superficial. La diferencia de variación se puede relacionar a la profundidad, en la zona de las islas es mayor de 200 metros, mientras que en la estación La Jolla menor a los 15 metros.

4.2 Variaciones Diurnas

Las variaciones diurnas en los registros de temperatura no pueden ser explicadas solamente por las variaciones de la componente diurna de la corriente marea (K_1); ya que como se ha encontrado, los vientos locales presentan una frecuencia de variación

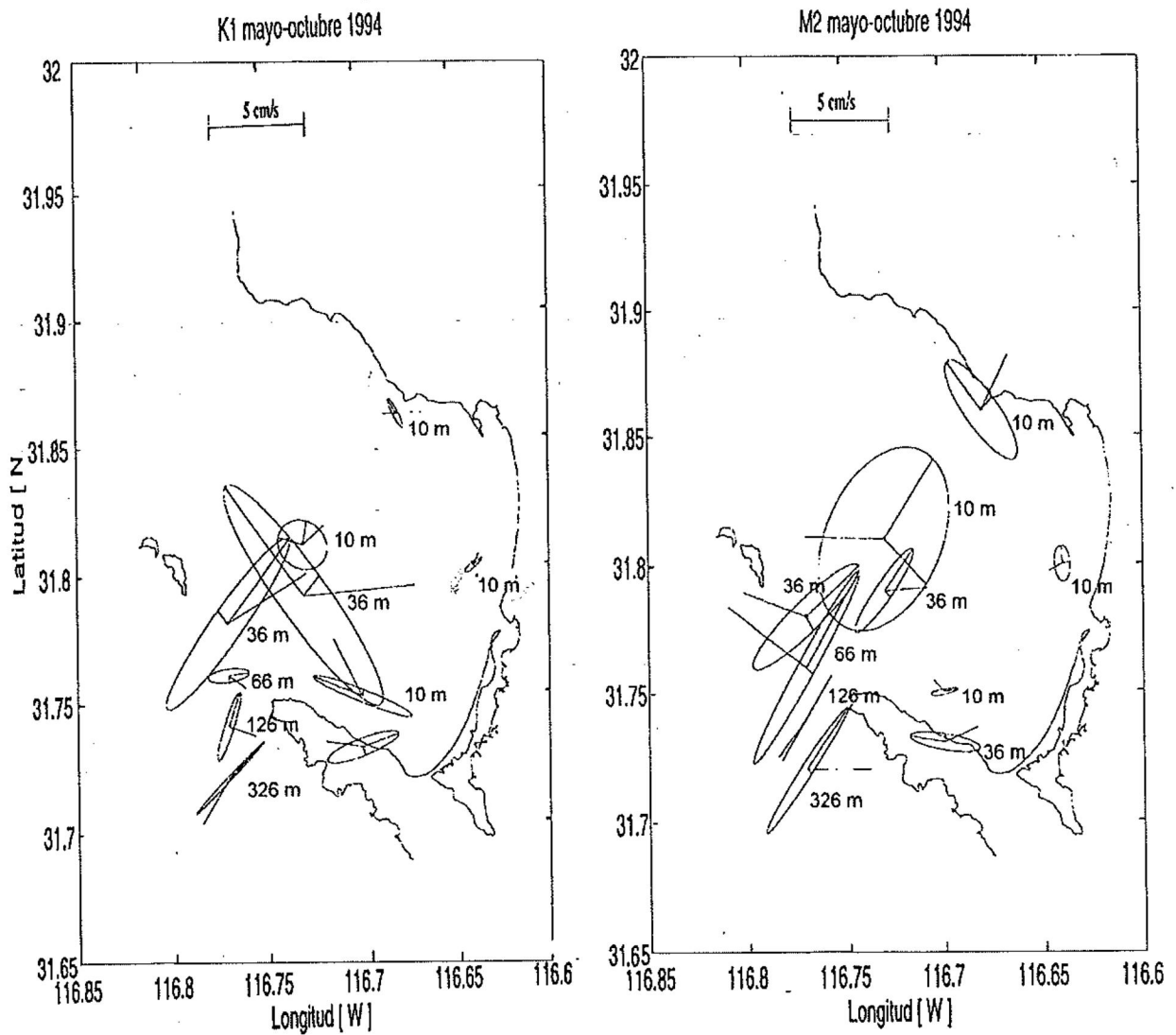


Figura 41: Elipses componentes de corrientes para las frecuencias semidiurna (M_2) y diurna (K_1). Los números indican las profundidades de los corrientímetros, en: Punta Morro y Ciprés a 10 m, Bahía Central y Punta Banda a 10 y 36 m, en El Cañón a 36, 66, 126 y 326 m. (Tomado de García-Robles, *et al.*, en prensa).

muy cercana a ésta. Otro efecto de variación diurna es el de la oscilación inercial local, que para cada localidad está dada por: $f_I = 2\Omega \sin\phi$, donde $\Omega = 7.292 \times 10^{-5} s^{-1}$ es la velocidad angular de la tierra y ϕ la latitud (Gill, 1982). Para Ensenada ($\phi = 31^\circ N$), $f_I = 0.04929 s^{-1}$. Este valor es muy cercano a las variaciones diurnas de la marea, el viento local y la temperatura de la bahía, y seguramente ésta frecuencia se encuentra enmascarada en la banda diurna de los espectro de potencia de temperatura.

Con el fin de analizar por separado las oscilaciones de frecuencia diurna del viento y nivel del mar contenidas en la banda de ésta frecuencia en los espectros de temperatura, se realiza un análisis armónico a las series de tiempo de éstos parámetros y a las de temperatura. En el análisis armónico a partir de los valores de frecuencia se puede conocer la amplitud y fase de las señales de cada componente. Las frecuencias de las componentes diurnas obtenidas en el análisis espectral son 0.041, 0.04178 y 0.042 cph, para temperatura, marea y viento respectivamente (24.3902, 23.9345 y 23.8095 horas).

Las Figs. 42 y 43 muestran la predicción para los meses de mayor variabilidad (primavera-verano) en Isla Todos Santos y La Jolla, respectivamente. La oscilación en línea tenue es la componente diurna predicha del viento (W1), en línea gris es la señal diurna de temperatura (T1) y en línea gruesa es la de marea (K1). En Isla Todos Santos la amplitud de W1 es muy cercana a la de la T1. Durante abril ambas se encuentran en fase. También se observa que T1 y K1 están en fase durante mayo para ambas estaciones. El resto del tiempo W1 y K1 se encuentran en desfase con T1. En el caso, cuando la señal de viento se encuentra en fase con la de temperatura, los contornos de densidad espectral (Fig. 28c y 29c) a 16.5 metros presentan valores bajos (hasta de $80^\circ C^2 \cdot hora$), también presentes en La Jolla. Cuando la señal diurna de temperatura se encuentra en fase con la de la marea se presentan los lentes densidad espectral más densos observados en los espectros corridos en el termógrafo del mismo nivel en Isla Todos Santos. En ésta localidad la densidad espectral es hasta de $500^\circ C^2 \cdot hora$ (Fig. 28c). En La Jolla los máximos son de hasta $120^\circ C^2 \cdot hora$ (Fig. 29c). El viento

en estos meses presenta poca variación, tanto mensual como diaria (Tabla VI y Fig. 32). De lo anterior se establece que la variación diurna de la temperatura no depende únicamente del viento, sino también de la influencia de marea.

Otra característica peculiar que revela el análisis anterior es la diferencia de amplitud de T1 en La Jolla (0.7710) con la de Isla Todos Santos (0.2166). Lo anterior sugiere que si la variabilidad en temperatura es ocasionada por la marea (marea interna), entonces las oscilaciones de la termoclina son mayores y hay mayor mezcla cuando la marea interna entra a la zona somera, en éste caso en La Jolla, aumenta su amplitud por la presencia de fondo. Esto también explica porque en La Jolla se observa una mayor variación relacionada a las mareas vivas y muertas durante éstos meses (Fig. 13).

4.3 Ondas internas de período de la marea

Las variaciones diurnas observadas dentro de los ciclos de mareas vivas y muertas (Figs. 13 a 17) da una evidencia de presencia de ondas internas con períodos de marea, los cuales ocasionan pulsos diurnos que corresponden a la marea superficial y que perdura por varias semanas en todas las estaciones durante los meses de verano. Estos pulsos están ligados al período de mareas muertas.

Resultados similares a los anteriores han sido reportados por Pineda (1995) quien encuentra variaciones de alta frecuencia entre la marea muerta y las mareas vivas durante los meses de primavera-verano y que perduran hasta 9 días. Las variaciones repentinas de temperatura las atribuye más bien a fenómenos locales que de gran escala, específicamente a los "bores" (ondas internas). Estos se presentan antes y después de las mareas vivas de luna nueva y se propagan hacia la costa. Se forman siempre y cuando existan condiciones favorables tales como topografía y estratificación térmica de la columna de agua.

En la Bahía de Todos Santos la estructura térmica presente en el verano permite

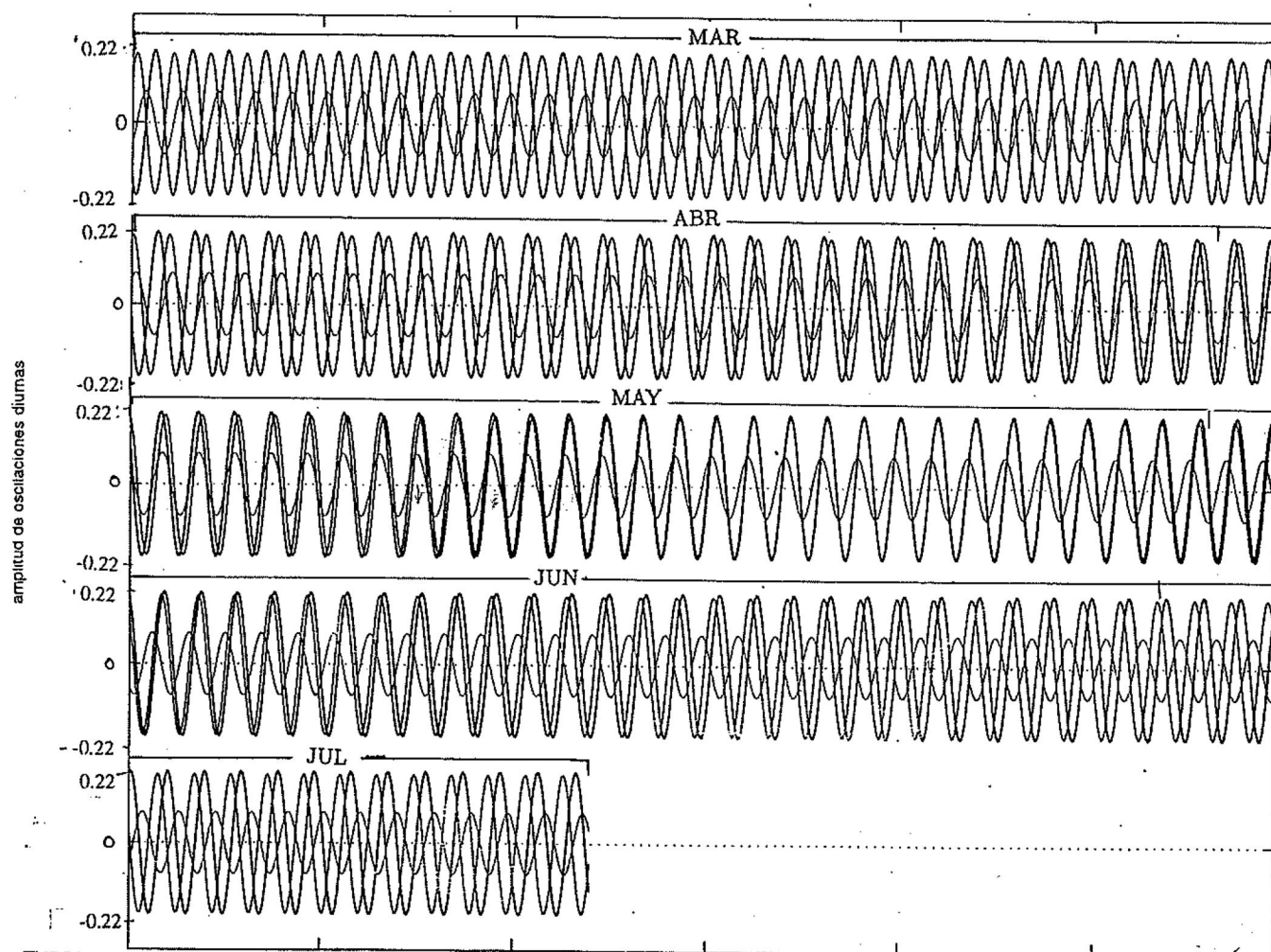


Figura 42: Señales diurnas resultantes del análisis armónico para los tres parámetros en Isla Todos Santos: viento (línea gris), temperatura (línea delgada) y marea (línea gruesa). Análisis a partir de datos horarios del 21 de marzo al 15 de julio de 1994.

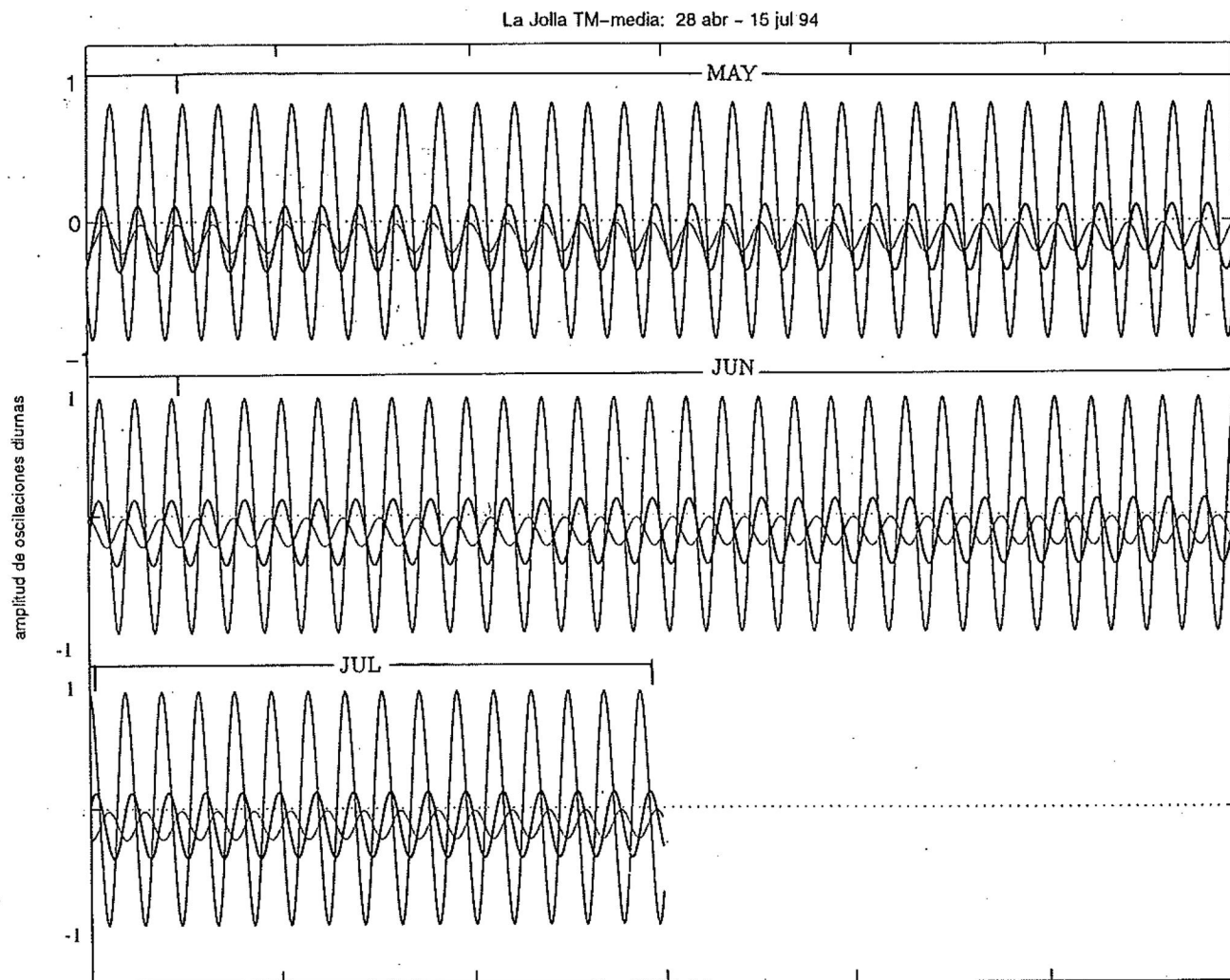


Figura 43: Igual que la Fig. 42 en La Jolla del 28 de abril al 15 de julio de 1994.

aproximar un sistema de dos capas. Si se desprecia el efecto de Coriolis, la velocidad de aproximación de una onda interna, que se propaga en aguas someras, está dada por (Sverdrup *et al.*, 1942):

$$C^2 = \frac{ghh'}{h+h'} \left(\frac{\rho - \rho'}{\rho} \right) \quad (2)$$

donde C es la velocidad de aproximación, ρ' y ρ son las densidades arriba y abajo de la termoclina respectivamente, h' es la profundidad de la termoclina y h es la distancia de la termoclina hasta el fondo. Esta relación es independiente de la frecuencia y se aproxima razonablemente a los valores del movimiento de las ondas internas (Cairns, 1967). Para la Bahía de Todos Santos durante el verano la profundidad promedio de la termoclina es de 9 metros. Tomando datos típicos de la densidad arriba y abajo de la termoclina (Larios-Castillo, 1997), se calcula la velocidad de aproximación (C) de acuerdo con la ecuación 2, para las estaciones hidrográficas realizadas en el crucero oceanográfico CALCUR2 en la zona frente a la costas del noroeste de Baja California. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla IX, donde también se han incluido la profundidad del fondo y los valores de la longitud de onda ($\lambda = TC$) que presentaría una onda de marea de período T de 12.5 horas (λ_{SD}) y de 24 horas (λ_D). El promedio de la velocidad de fase calculado es de 0.29 m/s. Este valor se encuentra muy cercano a los reportados por Cairns (1967) para la costa sur de California, que están entre 0.15 y 0.24 m/s.

Con el fin de comprobar los valores anteriores se calcula la velocidad de aproximación de alguna señal que pudiera existir desde la Isla Todos Santos (ITS) hacia el interior de la bahía. Se utiliza el desfase τ de la correlación cruzada máxima ($C_{xy\max}$) entre las series de cada estación de termógrafos de la bahía y la distancia (l) entre éstas estaciones. Considerando solo aquellas estaciones que quedan en línea recta desde la Isla Todos Santos hacia Punta Morro y Rompeolas, se obtiene una velocidad promedio de 0.35 m/s (Tabla X).

Los valores de velocidad Tabla IX permiten observar que a mayores profundidades

Tabla IX: Velocidad de aproximación de ondas de marea (C) de acuerdo con la Ec. 44, determinadas en diferentes puntos de la bahía del CALCUR2 cercanas a las del presente estudio. Los números entre paréntesis indican la profundidad del fondo en metros.

Estación	C (m/s)	λ_{SD} (km)	λ_D (km)
E30, ITS (476)	0.3298	14.8422	28.4970
E31 " (99)	0.3161	14.2232	27.3085
E15, Bahía Central (20)	0.3001	13.5051	25.9297
E10 " (30)	0.3034	13.6531	26.2140
E07, Punta Morro (20)	0.2702	12.1590	23.3452
E09 " (17)	0.2801	12.6031	24.1979
E17, Ciprés (15)	0.2287	10.2899	19.7565
E18 " (17)	0.2400	10.8005	20.7370
E19 " (28)	0.3548	15.9674	30.6575
E23 " (17)	0.2854	12.8444	24.6612
E20, La Jolla (66)	0.3677	16.5470	31.7702
E21 " (42.5)	0.3725	16.7623	32.1836
E24 " (13)	0.2546	11.4574	21.9983
E26 " (30)	0.3885	17.4816	33.5647
E16, Rompeolas (20)	0.2150	9.6745	18.5750
E08 " (15)	0.2260	10.1697	19.5258

Tabla X: Velocidad de aproximación de ondas de marea (C) obtenida con el desfase τ de la máxima correlación entre las series de las estaciones indicadas y la distancia entre éstas.

Estaciones	$C_{xy_{max}}$	τ (hrs)	l (km)	V (m/s)	λ_D (km)	λ_{SD} (km)
ITS - La Jolla	0.6253	2:15	13.8002	1.703728	147.20	73.60
ITS - Punta Morro	0.6192	10:30	13.9120	0.36804	31.80	15.90
ITS - Rompeolas	0.6336	14:30	17.719	0.3395	29.33	14.66

la velocidad de la onda interna de marea se incrementa. Las velocidades mayores se encuentran en las estaciones cercanas a las Islas Todos Santos, que corresponden a la zona del cañón. Shepard *et al.* (1974) muestran evidencias que éste tipo de ondas incrementan su velocidad conforme atraviesan el sistema de cañones submarinos que se encuentran frente a la costa sur de California, y que éstos las encauzan hacia el margen continental. Un comportamiento similar se observa en los resultados de las elipses componentes de las corrientes de marea en la estación de El Cañón (Fig. 41). A los 36 metros de profundidad la mayor magnitud de variación corresponde a la componente K_1 de la corriente de marea, mientras que a 326 metros de profundidad la mayor magnitud corresponde a la componente M_2 . Esto sugiere la presencia de ondas internas de marea de período diurno entre 36 y 320 metros de profundidad. Las ondas internas y la presencia de bores ha sido observada en numerosos estudios en el Sur de California (Ewing, 1950; Arthur, 1954; Lee, 1961; Cairns, 1967; Winant, 1974; Winant y Bratkovich, 1981; Pineda, 1991). Estos movimientos son más energéticos en primavera y verano cuando la columna de agua se encuentra bien estratificada, y menos energéticos en otoño e invierno cuando la estratificación es débil (Cairns y Nelson, 1970; Winant y Bratkovich, 1981; Pineda, 1991). Las ondas internas de marea y bores avanzan hacia la costa y tienen amplitudes mayores de 120 metros (Summers y Emery, 1963). Existen estudios que relacionan al ascenso repentino de la termoclina a ondas internas de la marea (Arthur, 1954; Summers y Emery, 1963; Pineda, 1994). Es muy probable entonces que un mecanismo similar exista en la bahía, y que sea el responsable de la alta variabilidad durante el verano, así como los cambios drásticos de temperatura.

5 CONCLUSIONES

La temperatura presenta variaciones estacionales claramente diferenciadas a lo largo del año. Durante el verano se presenta mayor variabilidad (con una varianza de 8°C^2) y una termoclina bien establecida a los 9 metros de profundidad. En el invierno existen condiciones de mezcla y la columna de agua se encuentra homogénea; la varianza en esta época presenta valores de 0.15°C^2 .

Las variaciones espaciales son también evidentes. De marzo de 1993 a enero de 1995, la localidad que presentó mayor variabilidad es La Jolla (8.5°C^2) seguida de Isla Todos Santos (6°C^2), con los valores de varianza más bajos en Rompeolas (4°C^2).

Al interior de la bahía, la variabilidad a la frecuencia diurna presentó máximos en las densidades espectrales a los 10 m de profundidad. En los registros de superficie, la densidad espectral a la frecuencia semidiurna fue mayor que la obtenida a la frecuencia diurna.

Durante el verano, los densos contornos a frecuencias bajas (<0.01 cph) en los espectros corridos de temperatura indican la presencia de variaciones de alta frecuencia (períodos de 24.39 horas, 12.0 horas) y baja frecuencia (5 días). Los primeros están relacionados con los pulsos diurnos de marea que suceden dentro de los ciclos de mareas vivas-muertas. La variabilidad de 5 días corresponde a variaciones de viento sinóptico o de presión atmosférica superficial.

La variación estacional del gradiente vertical de la temperatura define la estratificación en la columna de agua a lo largo del año. Durante el verano el gradiente se encuentra definido por el ciclo de mareas vivas/muertas que lo debilitan/refuerzan. La ruptura del gradiente se da cuando la termoclina desaparece debido a la poca radiación, mezcla por oleaje e intensidad de los vientos desde finales de otoño hasta principios de primavera.

Los espectros rotacionales de viento presentan máximos a las frecuencias bajas, los

cuales representan la frecuencia de variación de los vientos sinópticos. El análisis de viento realizado en el presente estudio demuestra que durante el otoño-invierno la brisa terrestre se define mejor que la marina. Lo contrario ocurre durante el verano, donde la brisa terrestre se presenta de menor duración y rapidez. Los espectros rotacionales de viento demuestran que la brisa se encuentra mejor definida en la Isla Todos Santos durante todo el año debido a que no se encuentra influenciada por el efecto de la costa, a diferencia de la estación Punta Morro en donde se observa que la brisa se ve opacada por el efecto de la costa. La influencia que tiene el viento sobre la variación diurna ocasiona únicamente un descenso de la temperatura a la hora del día en que las brisas se intensifican, de las 12:00 a las 15:00 horas, durante el verano, y de las 20:00 a las 6:00 de la mañana siguiente durante el invierno.

Los espectros cruzados indican que las variaciones diurnas y semidiurnas de temperatura en el verano se encuentran mejor correlacionadas con la marea que con el viento para ambos niveles de profundidad. La correlación cruzada con los vientos muestra una baja coherencia a la frecuencia diurna, mientras que con el nivel del mar ésta resulta ser muy buena.

Los espectros y la coherencia cruzada demuestran que entre los 6 y 10 metros de profundidad la variación diurna y semidiurna de la temperatura se encuentra fuertemente relacionada a los mismos períodos de variación de la marea, por la presencia de una onda de marea interna. Las variaciones de altas frecuencias (entre 6 y 12 horas) suceden dentro de los ciclos lunares de la marea. Los registros de temperatura obtenidos en el período de primavera de 1993 hasta febrero de 1995, revelan la presencia de ondas internas de período de marea en la bahía durante el verano.

Es posible detectar en los registros condiciones anómalas durante 1993-1994, debido a que es la etapa de relajación de el evento de el Niño presente en 1991-1992. Diciembre de 1993 se encontró 1°C más caliente que diciembre 1994. Este cambio remarca la importancia de seguir muestreando la temperatura en la Bahía de Todos Santos, con el

fin de poder detectar las anomalías y efectos debido al calentamiento de las aguas que éste fenómeno produce. Así como también para registrar ondas internas de períodos más cortos a las detectadas en este estudio, es necesario continuar registrando diferentes parámetros hidrográficos y meteorológicos en la bahía, a razones de muestreo menor de 1 dato cada 15 minutos.

6 REFERENCIAS

- Álvarez-Sánchez., 1977. Vientos en la Bahía de Todos Santos, Baja California. *Ciencias Marinas*, 4, 81-89.
- Argote-Espinoza, M. L., A. Amador-Buenrostro y C. Morales- Zúñiga, 1975. Distribución de los parámetros de salinidad y temperatura y tendencias de la circulación en la Bahía de Todos Santos, B. C. CIBCASIO, 2, 3-30.
- Argote-Espinoza, M. L., F. J. Gavidia-Medina y A. Amador-Buenrostro, 1991. Wind-induced circulation in Todos Santos Bay, B. C., México. *Atmósfera*, 4, 101-115.
- Arthur R. S., 1954. Oscillations in sea temperature at Scripps an Oceanside Piers. *Deep-Sea Res.*, 2. 129-148.
- Bailey, G. W. y P. Champan, 1991. Short-term variability during anchor station study in the southern Benguela upwelling system: chemical and physical oceanography. *Progr. Oceanogr.*, 28, 9-37.
- Bendat, J. S. y A. G. Piersol, 1971. Random Data. Analysis and Measurement Procedures. 2a. Ed. Wiley-Interscience, 476 pp.
- Bowden, K. F., 1983. Physical Oceanography of Coastal Waters. Ellis Horwood Ltd, 250 pp.
- Breckling, J., 1989. The analysis of directional time series: applications to wind speed and direction. Lectures and Notes in Statistics, Springer-Verlag, 237 pp.
- Cabrera-Muro, H. R., 1971. Distribución de temperatura en la Bahía de Todos Santos. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. Ensenada, B. C., México, 38 pp.
- Cairns, J. L., 1967. Asymmetry of internal tidal waves in shallow coastal waters. *J. Geophys. Res.*, 72, 3563-3565.
- _____, 1968. Thermocline strength fluctuations in costal waters. *J. Geophys. Res.*, 73, 2591-2595.
- Cairns, J. L. y E. C. La Fond, 1966. Periodic motions of the seasonal thermocline along the Southern California Coast. *J. Geophys. Res.*, 71, 3906-3915.
- Cairns, J. L. y K. W. Nelson, 1970. A description of the seasonal thermocline cycle in shallow coastal water. *J. Geophys. Res.*, 75, 1127-1131.

- Candela-Pérez J., 1982. Corrientes en el estrecho de Johnstone, B. C., Canadá, durante la primavera y verano de 1973. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada. Ensenada, B. C. México, 208 pp.
- Carrillo-Bibriezca, L. E., 1993. Cambios de temperatura en la Bahía de Todos Santos durante otoño-invierno 91-92. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. Ensenada, B. C., México, 55 pp
- Castro, R., M. F. Lavín y A. P. Ripa, 1994. Seasonal heat balance on the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3249-3261.
- Durazo-Arvizu, R., 1983. Circulación superficial y cinemática de la región sur de la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. Ensenada, B. C., México, 68 pp.
- Ewing, G. C., 1950. Relation between band slicks at the surface and internal waves in the sea. *Science*, **111**, 91-94.
- Fissel, D. B. y H. Meeling, 1990. Interannual variability of oceanographic conditions in the southeastern Beaufort Sea. *Can. Contract. Rep. Hydrogr. Ocean. Sci.*, **35**, 116.
- Gavidia-Medina, F. J., 1988. Simulación numérica de la circulación barotrópica en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Ensenada, B. C., México, 95 pp.
- García-Córdova, J., J. M. Robles-Pacheco, C. F. Flores-Cabrera y M. Mancilla-Peraza. Observaciones de corrientes y temperatura en la Bahía de Todos Santos, durante mayo a octubre de 1994. Reporte técnico, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada. En prensa.
- Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, U. S., 662 pp.
- Godin, G., 1988. Tides. CICESE, México, 290 pp.
- Gómez-Valdés, J., 1983. Estructura hidrográfica promedio frente a Baja California. *Ciencias Marinas*, **9**, 75-86.
- Gonella, J., 1972. A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series. *Deep-Sea Res.*, **19**, 833-846.
- Gottlieb, E. S., J. H. Saylor y G. S. Miller, 1991. Variability of the currents and temperatures in the passages connecting Green Bay and Lake Michigan. The 34-th Conference the International Association for Great Lakes Research, June 2-6, 1991. Univ. Michigan. 230 pp.

- Granados-Guzmán, A. y S. Álvarez-Borrego, 1984. Variabilidad de temperatura en la ensenada de La Paz, B.C.S. *Ciencias Marinas*, 2: 133-137.
- Grijalva-Chon, J. M., R. Castro-Longoria y M. G. Hammann, 1985. Temperatura y variabilidad en la Bahía de Todos Santos, B. C., octubre de 1982 a septiembre de 1983. *Ciencias Marinas*, 11, 39-48.
- Haurwitz, B., 1947. Comments on the sea-breeze circulation. *J. of Meteor.*, 4, 1-8.
- Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Termógrafo digital submarino, TDS-85. Manual de operación.
- Larios-Castillo, S. I., R. Blanco-Betancourt, A.J. Sánchez-Dévora, E. Gil-Silva, y A. da Silveira-Mascarenhas. Datos Hidrográficos del Crucero CALCUR2 en la costa oeste de Baja California del 12-22 de junio de 1996. Reporte técnico, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC, B.C., México. En prensa.
- Lee, O. S., 1961. Observations on internal waves in shallow waters. *Limnol. Oceanogr.*, 6, 312-321.
- López-Bonilla, 1989. Termógrafo digital submarino, Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Ensenada, B. C., México, 69 pp.
- Mancilla-Peraza, M. y G. M. Martínez-García, 1991. Variación estacional de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en la Bahía de Todos Santos, B. C., México (marzo 1986 a junio 1987). *Rev. Inv. Cient.*, 2, 33-45.
- Martínez-Díaz de León A., C. Nava-Button, F. Ocampo-Torres., 1986. Estadística de oleaje en la Bahía de Todos Santos, Baja California, de septiembre de 1986 a agosto de 1987. *Ciencias Marinas*, 15, 1-20.
- Martínez-García, G., 1988. Aspectos hidrológicos para el diseño de un emisor submarino en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. UABC, Ensenada, B. C., México, 88 pp.
- Mathew B., K. V. Kumar., P. V. Hareesh Kumar, P. Madhusoodanan y V. V. James, 1991. Thermohaline and currents structure off Cochin during December 1986. *Ind. Journ. of Mar. Sci.*, 20, 244-248.
- Morales-Zúñiga, C., 1977. Variaciones estacionales de la temperatura en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. Ensenada, B. C., México, 77 pp.
- Mooers, C. N. K., 1973. A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariants. *Deep-Sea Res.*, 20, 1129-1141.

- O'Brien, J. J. y R. D. Pillsbury, 1974. Rotary wind spectra in a sea breeze regime. *J. of Appl. Meteor.*, **13**, 820-825.
- Pavía-López, E., 1979. Brisas en la Bahía de Todos Santos durante los meses de marzo a agosto de 1978. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. Ensenada, B. C., México, 70 pp.
- Pavía, E. y Reyes, S., 1983. Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía de Todos Santos, B. C. *Ciencias Marinas*, **9**, 151-167.
- Petrie, B. y K. Drinkwater, 1993. Temperature and salinity variability on the Scotian Shelf and in the Gulf of Maine, 1945-1990. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20079-20089.
- Pineda, J., 1991. Predictable upwelling and the shoreward transport of planktonic larvae by internal tidal bores. *Science*, **208**, 451-460.
- _____, 1994. Internal tidal bores in the nearshore: Warm-water fronts, seaward gravity currents and the onshore transport of neustonic larvae. *J. Mar. Res.*, **52**, 427-458
- _____, 1995. An internal tidal bore regime at nearshore stations along western U.S.A.: Predictable upwelling within the lunar cycle. *Cont. Shelf Res.*, **15**, 1023-1041.
- Reyes, S. y A. Parés, 1983. Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos Santos. *Geof. Int.*, **22**, 179-203.
- Reyes S., G. Vogel, E. Pavía y A. Pares, 1983. Synoptic effects on the local winds in Todos Santos Bay: a case study. *Month. Weather Review*, **111**, 1494-1500.
- Rhiel, H., 1965. Introduction to the atmosphere. McGraw-Hill, N. Y., 365 pp.
- Shepard, F. P., N. F. Marshall y P. A. McLoughlin, 1974. "Internal waves" advancing along submarine canyons. *Science*, **183**, 195-197.
- Staley, D. O., 1957. The low-sea breeze of northwest Washington. *J. Meteor.*, **14**, 458-470.
- Stull, J. K. y Ch. L. Tang, 1996. Demersal fish trawls of Palos Verdes, Southern California 1973-1993. CalCOFI Rep, **37**, 211-240.
- Summers, H. J. y K. O. Emery, 1963. Internal waves of tidal period off Southern California. *J. Geophys. Res.*, **68**, 827-839
- Sverdrup, H. V., M. W. Johnson y R. H. Flemming, 1942. The Ocean. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J. pp 500-602.

Winant, C. D., 1974. Internal Surges in Coastal Waters. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4523-4526.

_____ y A. W. Bratkovich, 1981. Temperature and currents on the southern California shelf: a description of the variability. *J. of Phys. Ocean.*, **11**, 71-86.

APÉNDICE A

A.1 Teoría estadística de series de tiempo

En éste apéndice se describen los métodos de análisis utilizados en el presente trabajo. La presentación de la teoría no es completa y para una mayor información el lector debe recurrir a las referencias citadas. El material de la primera sección se refiere al análisis realizado a las series de temperatura, y está basado principalmente en Bendat y Piersol (1971). En la segunda sección se describen las relaciones para determinar los flujos de calor dadas por Gill (1982) y Castro *et al.* (1994). La tercera parte se refiere al método de análisis realizado a las series de viento: hodógrafos, espectros rotacionales y filtros.

A.1.1 Análisis estadístico de datos aleatorios sencillos

Existen cuatro propiedades estadísticas básicas importantes para describir registros aleatorios sencillos: la media, la función de autocorrelación, la función de densidad de probabilidad y la función de densidad autoespectral. Las dos primeras operan en el dominio del tiempo, la tercera en el dominio de la amplitud y la última en el de la frecuencia.

El valor medio μ_x es el promedio de todos los valores $x(t)$ y representa la tendencia central de los datos:

$$\mu_x = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt, \quad (\text{A.1})$$

donde T es el largo del registro.

La varianza σ_x^2 es el valor cuadrado medio menos el cuadrado del promedio ($\sigma_x^2 =$

$\Psi_x^2 - \mu_x^2$) y representa la dispersión de los datos:

$$\sigma_x^2 = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T (x(t) - \mu_x)^2 dt. \quad (\text{A.2})$$

La función de autocorrelación $R_{xx}(\tau)$ describe la dependencia general de los valores que toman los datos $x(t)$ en un tiempo t con los valores en otro tiempo $t + \tau$:

$$R_{xx}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)x(t + \tau) dt. \quad (\text{A.3})$$

$R_{xx}(\tau)$ es una función par y real, con un máximo en $\tau = 0$, y puede ser positiva o negativa:

$$R_{xx}(\tau) = R_{xx}(-\tau). \quad (\text{A.4})$$

Cuando $\tau \rightarrow \infty$ (excepto para funciones periódicas) $\mu_x = \sqrt{R_{xx}(\infty)}$ y el valor cuadrático medio es igual a la autocorrelación con desplazamiento cero $\Psi_x^2 = R_{xx}(0)$.

Para una función periódica o cualquier señal de datos determinísticos, la función de autocorrelación no cambia durante todo el tiempo del desplazamiento (no disminuye a cero). Lo contrario pasa con datos aleatorios en donde la función de autocorrelación disminuye a cero para desplazamientos de tiempo largos. Debido a ésta característica $R_{xx}(\tau)$ es una herramienta útil para detectar datos determinísticos que pueden estar enmascarados en aleatorios. Existen otras aplicaciones de la función $R_{xx}(\tau)$, que son mejor entendidas a partir de su transformada de Fourier, conocida como la función densidad del espectro de potencia (Bendat y Piersol, 1971).

A la función densidad de potencia espectral $G_{xx}(f)$ también se le llama función densidad autoespectral. Aplicada a datos físicos establece la frecuencia a la cual suceden

ciertos procesos envueltos en la señal, de tal forma que describe la composición de los datos en frecuencia en términos de la densidad espectral de su valor cuadrado medio. Para datos estacionarios las dos funciones están relacionadas con la transformada de Fourier de la siguiente forma:

$$G_{xx}(f) = 4 \int_0^{\infty} R_{xx}(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau, \quad (\text{A.5})$$

donde f es la frecuencia. La transformada de Fourier para un intervalo infinito del registro $x(t)$ con valores reales o complejos está definida por:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\pi ft} dt, \quad (\text{A.6})$$

donde $i = \sqrt{-1}$.

Teóricamente, mientras que $x(t)$ represente un proceso aleatorio estacionario, la transformada $X(f)$ no existe cuando se utilizan los límites infinitos. Sin embargo, se pueden restringir los límites a un intervalo $(0, T)$, y entonces la transformada finita y discreta de Fourier $X(f, T)$ existe tal que:

$$X(f, T) = \sum_{t=0}^{t=T} x(t) e^{-i2\pi ft}. \quad (\text{A.7})$$

El espectro de potencia, conocido como la función densidad de potencia espectral graficada contra la frecuencia, se calcula a través de la transformada de Fourier de un registro aleatorio $x(t)$. Para un intervalo finito de tiempo $0 \leq t \leq T$ se define:

$$G_{xx}(f) = 2 \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} [E |X(f, T)|^2], \quad (\text{A.8})$$

donde E es el valor esperado. La estimación del autoespectro $\hat{G}_{xx}(f)$ se puede obtener

mediante:

$$\hat{G}_{xx}(f) = \frac{2}{T} E |X(f, T)|^2. \quad (\text{A.9})$$

A.1.2 Análisis estadístico de series conjuntas

Al analizar los registros de dos procesos aleatorios también existen propiedades básicas estadísticas que los describen de forma conjunta y que son análogas a las descritas anteriormente. Estas propiedades son: la función de correlación cruzada, la función de densidad de probabilidad conjunta, y la función de densidad de espectros cruzados, que operan en el dominio del tiempo, amplitud y frecuencia respectivamente (Bendat y Piersol, 1971).

En analogía con la ec. A.3, la función de correlación cruzada $R_{xy}(\tau)$ de dos conjuntos de datos aleatorios $x(t)$ y $y(t)$ está definida como (Bendat y Piersol, 1971):

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)y(t+\tau)dt, \quad (\text{A.10})$$

$R_{xy}(\tau)$ siempre es un valor real, puede ser positiva o negativa y no necesariamente tiene un valor máximo en $\tau=0$. Sin embargo, puede ser simétrica alrededor de la ordenada cuando x y y son intercambiadas. Esto significa que:

$$R_{xy}(-\tau) = R_{xy}(\tau). \quad (\text{A.11})$$

Existen dos relaciones tales en el límite del valor absoluto:

$$\begin{aligned} |R_{xy}(\tau)|^2 &\leq R_x(0) R_y(0), \\ |R_{xy}(\tau)| &\leq \frac{1}{2}[R_x(0) + R_y(0)]. \end{aligned} \quad (\text{A.12})$$

Cuando $R_{xy}(\tau)=0 \forall \tau$ se dice que $x(t)$ y $y(t)$ son estadísticamente independientes, considerando que sus valores promedios sean igual a cero. Si éstos no lo son, la función de correlación cruzada debe ser igual al producto de los valores medios (μ_x/μ_y) . Para todo desplazamiento. La función de correlación cruzada ayuda a determinar el tiempo que requiere una señal para pasar a través de un sistema lineal, que se ve reflejado como un máximo en R_{xy} . Esto sucede porque el producto promedio de dos señales relacionadas linealmente siempre será un máximo cuando el tiempo desplazado entre las señales es igual a cero.

De igual manera que en la ec. A.5, la transformada de Fourier de la función de correlación cruzada de un par de series de tiempo es la función de densidad del espectro cruzado $G_{xy}(f)$. Como R_{xy} es una función par, $G_{xy}(f)$ es un número complejo de la forma:

$$G_{xy}(f) = C_{xy}(f) - iQ_{xy}(f), \quad (\text{A.13})$$

donde a la parte real se le conoce como densidad espectral coincidente o coespectro, y la parte imaginaria es la densidad espectral de cuadratura. La ec. A.13 se puede reescribir como:

$$G_{xy}(f) = |G_{xy}(f)| e^{-j\theta_{xy}(f)}, \quad (\text{A.14})$$

donde:

$$|G_{xy}(f)| = \sqrt{C_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)}, \quad (\text{A.15})$$

es la magnitud, y:

$$\theta_{xy}(f) = \tan^{-1} \left[\frac{Q_{xy}(f)}{C_{xy}(f)} \right], \quad (\text{A.16})$$

es la fase de G_{xy} .

La información que resulta del cálculo de espectros cruzados en general no es fácil de interpretar. Sin embargo, sus resultados ayudan a evaluar una relación explícita adicional, la función de coherencia cuadrada $\gamma_{xy}^2(f)$:

$$\gamma_{xy}^2(f) = \frac{|G_{xx}(f)|^2}{G_x(f)G_y(f)} \leq 1. \quad (\text{A.17})$$

Cuando $\gamma_{xy}^2(f) = 0$ a cierta frecuencia, se dice que $x(t)$ y $y(t)$ están no correlacionadas o son incoherentes a esa frecuencia. Si $x(t)$ y $y(t)$ son estadísticamente independientes, entonces $\gamma_{xy}^2(f) = 0$ para todas las frecuencias. En cambio si $\gamma_{xy}^2(f) = 1$ para todas las frecuencias, $x(t)$ y $y(t)$ son completamente coherentes. El espectro cruzado de un par de series de tiempo aleatorias es una gráfica de la función de densidad de espectro cruzado contra la frecuencia, y consiste de magnitud $|G_{xy}(f)|$ y fase $\theta_{xy}(f)$.

A.1.3 Errores en el cálculo de espectros

Si la potencia espectral es calculada a partir de la transformada de Fourier con la ecuación A.8, se requiere hacer una operación de suavizado para obtener un estimador consistente. Si este suavizado no se realiza el error estándar será igual a 1. Existen dos maneras de hacer el suavizado, una es partir el registro de longitud T en segmentos de longitud T_e , obtener el espectro de cada segmento y promediar para cada frecuencia. El otro camino es obtener sólo un espectro del registro y promediar a frecuencias

contiguas a la frecuencia que se quiere resolver. En cualquiera de los dos casos se obtiene un estimador al que se le llama consistente.

La distribución de muestreo de una estimación suavizada se aproxima a una distribución chi-cuadrada χ^2 con n grados de libertad $= 2B_e T$, donde $B_e = 1/T_e$. Al medir la densidad de potencia espectral de una función, $G(f)$ basada en el estimador $\hat{G}(f)$ con una resolución de ancho de banda B_e y una longitud de registro T , los intervalos de confianza a $(1 - \alpha)$, están dados por:

$$\left[\frac{n\hat{G}(f)}{\chi_{n; \frac{\alpha}{2}}^2} \leq G(f) \leq \frac{n\hat{G}(f)}{\chi_{n; 1 - \frac{\alpha}{2}}^2} \right] \quad (\text{A.18})$$

A.2 Ecuaciones de flujos de calor

La cantidad de calor perdida o ganada por la columna de agua está dada por:

$$Q_T = Q_s + Q_b + Q_c + Q_e + Q_v \quad (\text{A.19})$$

donde:

Q_s es el calor absorbido de la radiación solar incidente

Q_b es el calor perdido por radiación de onda larga hacia la atmósfera

Q_c es el calor ganado o perdido por conducción (calor sensible)

Q_e es el calor perdido o ganado por evaporación (calor latente)

Q_v es la transferencia neta de calor que ocurre debido a corrientes y mezcla por advección

Los flujos hacia dentro del mar son positivos y hacia fuera de éste son negativos y

están dados de la forma siguiente:

$$Q_b = -\sigma \epsilon (T_s + 274)^2 (0.254 - 0.00495e_a) (1 - 0.8C) \quad (\text{A.20})$$

donde $\sigma = 5.7 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^{-4}$ es la constante de Stefan-Boltzman, $\epsilon = 0.97$ es la emisividad de la superficie del mar (o el comportamiento del océano como cuerpo negro), T_s es la temperatura superficial (en $^{\circ}\text{C}$), C es la cobertura de nubes (en *oclas*) y e_a es la presión de vapor de aire (en *milibares*) al nivel del mar, dada como:

$$e_a = \left(\frac{H}{100} \right) e_w \quad (\text{A.21})$$

donde:

$$e_w = 0.98 \left[1 + 10^{-6} P (4.5 + 0.0006T_s^2) \right] 10^{\gamma} \quad (\text{A.22})$$

H es la humedad relativa y P es la presión atmosférica en *milibares* y:

$$\gamma = \frac{0.7859 + 0.03477T_s}{1 + 0.00412T_s} \quad (\text{A.23})$$

El flujo calor latente Q_e está en función de la humedad relativa, la temperatura superficial, la presión de vapor y el viento:

$$Q_e = EL_v = \rho_a C_e W (q_s - q_a) L_v \quad (\text{A.24})$$

donde E es la razón de evaporación definida como la masa de agua evaporada por unidad de área por unidad de tiempo, $\rho_a = 1.25 \text{ kgm}^{-3}$ es la densidad del aire, $C_e = 1.5 \times 10^{-3}$ es un coeficiente de intercambio que depende de la diferencia de temperatura aire-mar, W es la velocidad del viento (en m/s), q_s es la humedad específica de

saturación de la superficie del agua y q_a es la humedad específica del aire, dadas por:

$$q_s = \frac{0.62197e_w}{P - 0.378e_w} \quad (\text{A.25})$$

$$q_a = \frac{0.62197e_a}{P - 0.378e_a} \quad (\text{A.26})$$

L_v (en Jkg^{-1}) es el calor latente de vaporización :

$$L_v = 2.5008 \times 10^6 - 2.3 \times 10^3 T_s \quad (\text{A.27})$$

El calor sensible Q_c , es el calor ganado o perdido por conducción y se calcula como:

$$Q_c = \rho_a C_p (0.0026 + 0.86 \times 10^{-3} W \Delta T) \text{ cuando } W \Delta t < 0$$

$$Q_c = \rho_a C_p (0.002 + 0.97 \times 10^{-3} W \Delta T) \text{ cuando } 0 < W \Delta t < 25 \quad (\text{A.28})$$

$$Q_c = \rho_a C_p (1.46 \times 10^{-3} W \Delta T) \text{ cuando } W \Delta t > 25$$

donde C_p (en $Jkg^{-1}K^{-1}$) es el calor específico del aire a presión constante y esta dado

por:

$$C_p = 1004.6 (1 + 0.8375 q_a) \quad (\text{A.29})$$

$$\text{y } \Delta t = T_s - T_a.$$

A.3 Procesamiento de datos de viento

A.3.1 Hodógrafos

Los hodógrafos fueron introducidos por Haurwitz (1947) en su estudio sobre la circulación del sistema de brisas, y se utilizan para hacer análisis del campo de vientos.

Son útiles porque proporcionan información sobre la rapidez y dirección promedio del

viento a cada hora del día, durante cada mes o durante el período de muestreo, y porque permiten identificar el efecto de los vientos con escala sinóptica (Staley, 1957). La representación hodográfica adquiere formas elípticas definidas por el sistema local de brisas. La influencia del campo sinóptico sirve para identificar las características abruptas que los vientos pudiesen presentar en un cierto día.

A partir de las componentes promedio \bar{u}_j (este-oeste) y \bar{v}_j (norte-sur) del vector velocidad del viento se obtiene el viento promedio durante el mes a las j horas: $\bar{W}_j = \bar{u}_{jx} + \bar{v}_{jy}$. Con ayuda de un algoritmo se calculan los hodógrafos mensuales, la persistencia, la magnitud del viento promedio y la rapidez del viento para cada hora del día. Con lo anterior se construyen los hodógrafos correspondientes a cada mes (Pavía-López, 1979). El índice de persistencia esta dado por la razón entre la magnitud del viento medio mensual para cada hora $|\bar{W}_j|$ y la rapidez media \bar{R}_j :

$$P_j = \frac{|\bar{W}_j|}{\bar{R}_j}, \quad (\text{A.30})$$

donde la magnitud del viento medio mensual es una cantidad vectorial:

$$|\bar{W}_j| = \left(\bar{u}_{jx}^2 + \bar{v}_{jy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (\text{A.31})$$

y donde x y y positivas apuntan en la dirección este-oeste y norte-sur, respectivamente.

La rapidez media es una cantidad escalar:

$$\bar{R}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n R_{jk} \quad (\text{A.32})$$

donde $k = 1, 2, 3, \dots, N$ días (30 ó 31 días que tiene un mes).

El índice de persistencia sólo se refiere a la variación de la dirección del viento. Si el viento sopla de una sola dirección la magnitud y la rapidez son iguales, por lo tanto el índice de persistencia es cercano a 1. Si el viento sopla de todas las direcciones, o de una dirección la mitad del tiempo y de dirección contraria la otra mitad, la magnitud es diferente a la rapidez media, y el índice de persistencia es cercano a cero (Pavía-López, 1979).

A.3.2 Teoría de espectros rotacionales

La representación de series vectoriales en el dominio de la frecuencia se le conoce como espectros rotacionales. El método ha sido desarrollado e introducido de forma independiente por Fofonoff (1969) y Mooers (1970), en sus estudios para ondas internas. Posteriormente Gonella (1972) lo utiliza para analizar el acoplamiento entre corrientes superficiales y viento de forma autoespectral; más adelante el mismo Mooers (1973) lo generaliza a espectros cruzados. En el análisis de mareas el uso de las elipses hodográficas es más común (Godin, 1972).

El espectro rotacional es una representación en el dominio de la frecuencia del espectro de varianza de una serie de tiempo vectorial de dos dimensiones. La varianza para cada banda de frecuencia es dividida en dos componentes que son interpretadas como una que rota en sentido en las manecillas del reloj (frecuencia negativa) y otra que rota en sentido contrario (frecuencia positiva). Consiste en transformar un vector velocidad que se puede representar por medio de un número complejo de la forma

(Candela-Perez, 1982):

$$U(t) = u(t) + iv(t) \quad (\text{A.33})$$

donde $i = \sqrt{-1}$.

La transformada de Fourier de la serie compleja $U(t)$ para una velocidad angular ω está dada por:

$$U_\omega = \frac{1}{d} \int_0^d U(t) e^{-i\omega t} dt = |U_\omega| e^{i\theta_\omega} \quad (\text{A.34})$$

donde d es la duración del registro. Esta cantidad compleja U_ω tiene una amplitud $|U_\omega|$ y una fase θ_ω a un tiempo inicial para una componente con una velocidad angular ω . Las componentes de U_ω son calculadas a partir de los coeficientes seno y coseno de Fourier de $u(t)$ y $v(t)$ para cada frecuencia angular σ :

$$u_\sigma = a_{1\sigma} \cos \sigma t + b_{1\sigma} \sin \sigma t \quad (\text{A.35})$$

$$v_\sigma = a_{2\sigma} \cos \sigma t + b_{2\sigma} \sin \sigma t$$

donde $\sigma = 2\pi ft$ es la frecuencia angular, t indica el tiempo, $a_{1\sigma}$, $a_{2\sigma}$, $b_{1\sigma}$, $b_{2\sigma}$ son constantes que dependen de la frecuencia σ (Gonella, 1972). Reemplazando $\cos \sigma t$ y $\sin \sigma t$ por la exponencial compleja de Euler y haciendo un reordenamiento se llega a:

$$\begin{aligned} u(t) + iv(t) = & \left(\frac{a_{1\sigma} + b_{2\sigma}}{2} \right) e^{i\sigma t} + i \left(\frac{a_{2\sigma} - b_{1\sigma}}{2} \right) e^{i\sigma t} + \dots \\ & \dots + \left(\frac{a_{1\sigma} - b_{2\sigma}}{2} \right) e^{-i\sigma t} + i \left(\frac{a_{2\sigma} + b_{1\sigma}}{2} \right) e^{-i\sigma t}, \end{aligned} \quad (\text{A.36})$$

reordenando:

$$\begin{aligned} u(t) + iv(t) = & \frac{1}{2} e^{i\sigma t} [(a_{1\sigma} + b_{2\sigma}) + i(a_{2\sigma} - b_{1\sigma})] + \dots \\ & \dots + \frac{1}{2} e^{-i\sigma t} [(a_{1\sigma} - b_{2\sigma}) + i(a_{2\sigma} + b_{1\sigma})]. \end{aligned} \quad (\text{A.37})$$

Los dos términos de la expresión anterior a su vez son números complejos con amplitud y fase propios:

$$\begin{aligned} |A| &= \frac{1}{2} \left((a_{1\sigma} + b_{2\sigma})^2 + (a_{2\sigma} - b_{1\sigma})^2 \right)^{\frac{1}{2}} \\ |C| &= \frac{1}{2} \left((a_{1\sigma} - b_{2\sigma})^2 + (a_{2\sigma} + b_{1\sigma})^2 \right)^{\frac{1}{2}}. \end{aligned} \quad (\text{A.38})$$

Por otro lado a partir de las ecuaciones paramétricas de la elipse:

$$\begin{aligned} x &= a \cos \alpha, \\ y &= b \sin \alpha, \end{aligned} \quad (\text{A.39})$$

aplicando Euler y reordenando:

$$u(t) + iv(t) = \frac{1}{2}(a - ib)e^{i\sigma t} + \frac{1}{2}(a + ib)e^{-i\sigma t}, \quad (\text{A.40})$$

en donde se observa que los términos se encuentran multiplicados por los operadores $e^{i\sigma t}$ y $e^{-i\sigma t}$, que están en función del tiempo t . En el plano complejo este producto implica rotar los vectores $u(t)$ y $v(t)$ un ángulo σt y $-\sigma t$, respectivamente. De ésta forma se tiene una rotación constante, conforme t cambia en un intervalo $T = \frac{2\pi}{\sigma}$ (Gonella, 1972; O'Brien y Pillsbury, 1974, Candela-Pérez, 1982).

El vector velocidad descompuesto de esta forma representa, a cada frecuencia σ , dos componentes espectrales con fase y magnitud propia que describen un movimiento circular. Los movimientos que giran en sentido contrario a las manecillas del reloj, corresponden a los movimientos de frecuencias positivas. Los movimientos con rotación en sentido de las manecillas del reloj corresponden a las frecuencias negativas. El cálculo de los espectros rotacionales se realiza por medio del algoritmo, en donde se

discretizan las relaciones de Gonella (1972), y Mooers (1970) para dos series vectoriales. Este algoritmo permite encontrar correlación cruzada, coherencia y fase entre las variables.

A.3.3 Filtros

Cuando se tienen identificadas las frecuencias contenidas en las señales de los registros de viento, es posible aplicar filtros que separen los datos reales de las señales ruidosas detectar características estacionales en las series de tiempo de viento o establecer e régimen de viento general y local. Con el fin de separar las componentes diarias de viento prevaleciente, el registro completo de rapidez y dirección d_t se puede descomponer en cuatro componentes (Breckling, 1989):

$$d_t = g_t + b_t + e_t + f_t \quad (\text{A.41})$$

donde g_t es la componente geostrófica o viento prevaleciente determinado por los sistemas de alta y baja presión; b_t es la componente de brisa marina que domina e régimen de viento local la mayor parte del año y tiene un período de 24 horas; e_t es la componente de tormenta; f_t es la serie residual de fluctuaciones de corto período. Para obtener cada una de estas componentes en una serie $x(t)$, Breckling (1989) propone los siguientes filtros, el filtro Median:

$$\Psi_M = \begin{cases} -1 & \text{si } -\frac{T}{2} < t < 0 \\ 1 & \text{si } 0 < t < \frac{T}{2} \end{cases} \quad (\text{A.42})$$

El filtro Hampel:

$$\Psi_H(x) = \begin{cases} x & \text{si } |x| \leq a \\ a \operatorname{sign}(x) & \text{si } a \leq |x| \leq b \\ \frac{a|x - c \operatorname{sign}(x)|}{|b-c|} & \text{si } b \leq |x| \leq c \\ 0 & \text{si } c \leq |x| \end{cases} \quad (\text{A.43})$$

donde a, b y c son constantes igual a 1.7, 3.5 y 8.5 respectivamente, que permiten que la pendiente no sea demasiado negativa. El Andrews, dado por:

$$\Psi_A(x) = \begin{cases} \operatorname{sen}\left(\frac{x}{a}\right) & \text{si } |x| \leq a\tau \\ 0 & \text{de otro modo} \end{cases} \quad (\text{A.44})$$

con $\tau = \pi$.

Y el Olshen:

$$\Psi_o(x) = \frac{x}{a + x^2} \quad (\text{A.45})$$

La Fig. A.1 muestra la función de respuesta de filtro (frf) para cada uno de los casos anteriores. El filtro Hampel ($\Psi_H(x)$) es más eficiente, en el sentido que tiene mejor caída de corte a las frecuencias diurna y semidiurna. La longitud es de 25 puntos, al aplicar dos veces el filtro de esta longitud se obtiene una serie de salida y una residual, la componente geostrófica y la componente diaria, respectivamente:

$$\text{Serie de entrada } (d_t) \quad \xrightarrow{\text{filtro}} \quad \text{Serie de salida } (g_t).$$

Para obtener la oscilación diaria b_t (serie residual) se hace: $b_t = d_t - g_t$.

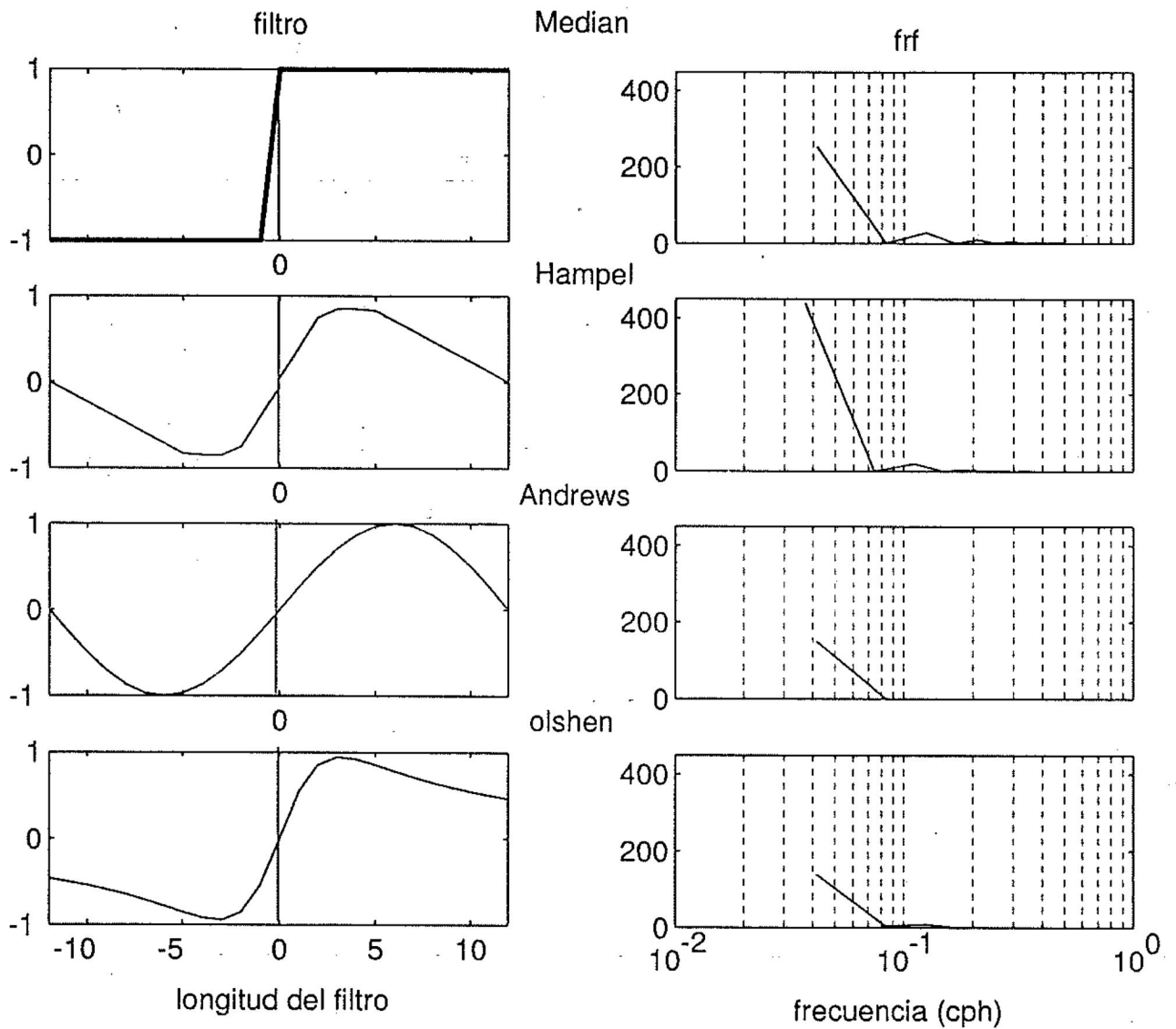


Figura A.1: Filtros utilizados para vientos según Breckling, 1989.