



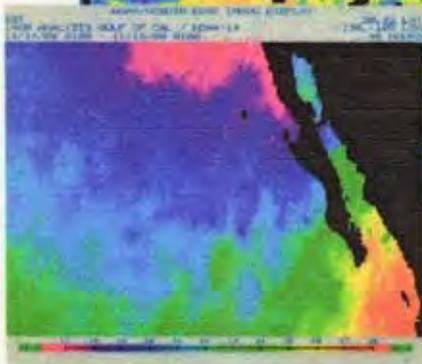
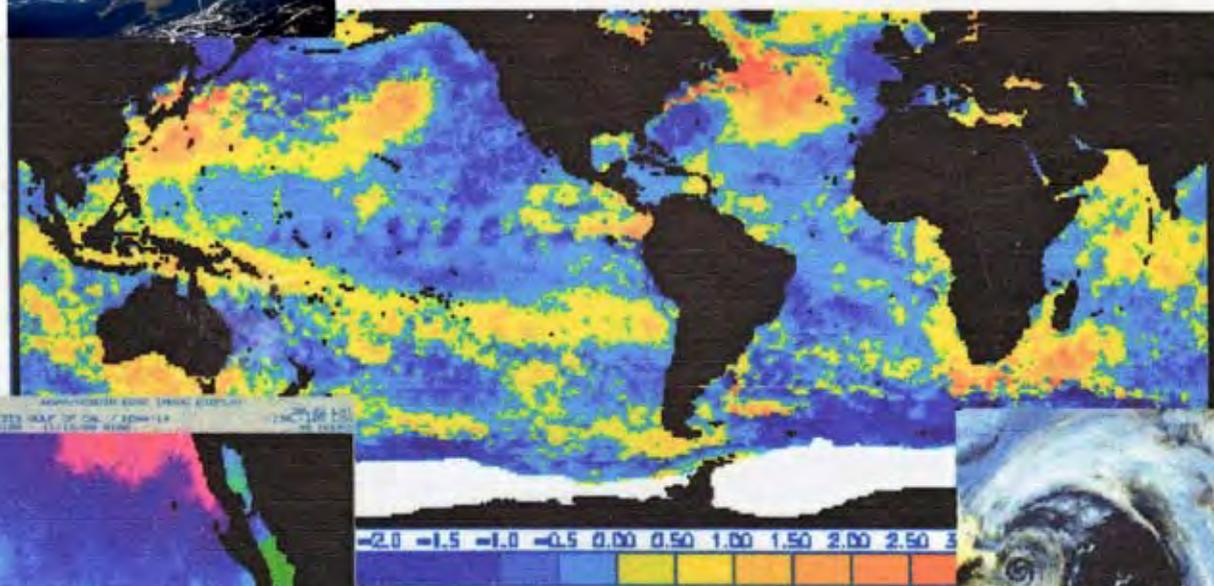
**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE BAJA CALIFORNIA**



**FACULTAD DE CIENCIAS
MARINAS**



**“ VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA
TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR,
FRENTA A LA PENÍNSULA DE BAJA
CALIFORNIA “**



T E S I S
Que para obtener el título de
ocenólogo presenta:

**JORGE ALEJANDRO
KURCZYN ROBLEDO**

**Ensenada, Baja California. México
Diciembre del 2000**

“VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL
DEL MAR, FRENTE A LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA”

T E S I S
QUE PRESENTA:
JORGE ALEJANDRO KURCZYN ROBLEDO

Aprobada por:



Presidente del Jurado
Dr. Reginaldo Durazo Arvizu



Sinodal Propietario

Dr. Asdrúbal Martínez Díaz de León



Sinodal Propietario

M.C. Oscar Delgado González

| <u>INDICE GENERAL</u> | | <u>PÁGINA</u> |
|------------------------------|---|----------------------|
| 1. | Introducción | 1 |
| 2. | Antecedentes | 3 |
| 2.1 | El Sistema de la Corriente California | 3 |
| 2.1.1 | Corrientes | 3 |
| 2.1.2 | Masas de agua | 5 |
| 2.2 | Variabilidad Temporal | 6 |
| 2.3 | El Niño Oscilación del Sur (ENOS) | 7 |
| 3. | Hipótesis de trabajo | 10 |
| 4. | Objetivos | 10 |
| 5. | Metodología | 10 |
| 5.1 | Área de estudio | 11 |
| 5.2 | Datos | 12 |
| 5.3 | Análisis de series de tiempo | 13 |
| 5.3.1 | Distribución promedio de la TSM | 13 |
| 5.3.2 | Análisis Armónico | 14 |
| 5.3.3 | Análisis de Fourier | 15 |
| 5..3.4 | Análisis interanual de la TSM | 16 |
| 6. | Resultados | 18 |
| 6.1 | Promedio total de la TSM | 18 |
| 6.2 | Promedios climatológicos mensuales | 18 |
| 6.3 | Análisis de Fourier | 25 |
| 6.4 | Análisis Armónico | 29 |
| 6.5 | Análisis interanual de la TSM | 31 |
| 7. | Discusiones | 35 |
| 7.1 | Promedio total y promedio climatológico mensual | 35 |
| 7.2 | Análisis de Fourier | 37 |
| 7.3 | Análisis Armónico | 37 |
| 7.4 | Análisis interanual de la TSM | 38 |
| 8. | Conclusiones | 40 |
| 9. | Referencias | 41 |

| <u>LISTA DE TABLAS</u> | | <u>PÁGINA</u> |
|-------------------------------|--|----------------------|
| I. | Número de semanas contenidas en cada uno de los años de observación. | 12 |
| II. | Comparación de los diferentes años reportados para los fenómenos de El Niño y La Niña, según Calcofi y la NOAA. | 17 |

| <u>LISTA DE FIGURAS</u> | <u>PÁGINA</u> |
|--|----------------------|
| 1. Índice de Oscilación del Sur. | 8 |
| 2. Anomalías de temperatura superficial para la región sur de California. | 9 |
| 3. Localización del área de estudio y de las estaciones de observación. | 11 |
| 4. Batimetría de la zona transicional y costera. | 11 |

DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA SUPERFICIAL

| | |
|---|----|
| 5. Distribución horizontal del promedio total (a) y su desviación estándar (b). | 21 |
| 6. Distribución horizontal del promedio climatológico mensual. | 22 |
| 7. Distribución horizontal de la desviación estándar para el promedio climatológico mensual. | 23 |
| 8. Oscilación anual promedio de la TSM, para las estaciones de observación, generada a partir de las series de tiempo del promedio climatológico mensual. — | 24 |

ANÁLISIS DE FOURIER

| | |
|---|----|
| 9. Espectros de potencia para las distintas estaciones, generados a partir de las series originales. | 26 |
| 10. Espectros de potencia para las distintas estaciones, generados a partir de las series filtradas. | 27 |
| 11. Distribución horizontal del análisis de autocorrelación | 28 |

ANÁLISIS ARMÓNICO

| | |
|--|----|
| 12. Distribución horizontal de la amplitud, fase y porcentaje de varianza explicada anual (a, b y c respectivamente), y semianual (d, e y f respectivamente). | 30 |
|--|----|

ANÁLISIS INTERANUAL

| | |
|---|-------|
| 13. Series de tiempo de las anomalías termales interanuales, mostrando la comparación entre las distintas zonas oceanográficas, arregladas de norte a sur. | 32 |
| 14. Distribución horizontal de las anomalías termales interanuales, para los distintos fenómenos de El Niño y La Niña. | 44-52 |

Resumen

Se utilizaron 17 años de imágenes de satélite (noviembre 1981-septiembre 1998) para examinar la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) en las costas del Pacífico Mexicano nor-oriental, frente a la Península de Baja California. Las imágenes utilizadas corresponden a la serie de promedios semanales MCSST (Multi Channel Sea Surface Temperature), cuya resolución espacial es de 18x18 km. El análisis de los datos permitió caracterizar la variabilidad climática de temperatura por regiones, así como las escalas temporales de dicha variabilidad, básicamente las diferencias entre años de eventos El Niño y La Niña. Se encontró que la temperatura promedio presenta una diferencia termal con dirección norte-sur, presentando temperaturas menores cerca de la costa que mar afuera indicativo del efecto de surgencias. La máxima desviación estándar del promedio climatológico mensual ($\pm 3^{\circ}\text{C}$) se localizó en la zona costera, entre Punta Eugenia y Los Cabos. Se encontró que la variabilidad en la escala anual es responsable de la mayor parte de la variabilidad de la TSM. La energía contenida en la señal anual es un orden de magnitud mayor que la señal semianual y hasta dos órdenes de magnitud mayor que la señal interanual (principalmente al sur de la península en la zona costera). En la zona costera la señal semianual está afectada por los procesos de mesoescala, los que aparentemente generan un desfase del orden de 15 días entre la zona costera y la zona oceánica. La distribución espacial de anomalías térmicas mostró cuatro eventos cálidos asociado a El Niño (1982-83, 1986-87; 1992-1993 y 1997-98) y un evento frío asociados a La Niña (1988-89). Las mayores anomalías de TSM fueron de $\sim 6^{\circ}\text{C}$ durante 1997-1998. Se encontró que la distribución espacial de las anomalías de TSM interanuales fue diferente en 1986-87 en relación a los otros eventos. En general, la señal interanual presenta valores de anomalía térmica con características similares a los reportados por observaciones *in situ*.

1. Introducción.

En la superficie del Océano Pacífico Nororiental (OPNO) confluyen aguas de origen subártico, ecuatorial y Pacífico Central, además de aguas subsuperficiales productos de surgencias costeras. Esta área es conocida como el Sistema de la Corriente de California (SCC) y es una de las áreas oceánicas más estudiadas del mundo de manera sistemática desde la década de los cuarenta. En el SCC ocurren importantes fenómenos oceanográficos y atmosféricos que varían en una amplia gama de escalas espacio-temporales. La abundancia de sus pesquerías, hacen de esta área una zona de extremo interés, ya que se encuentra fuertemente ligada al contexto socioeconómico de la región.

Los estudios de largo plazo proveen información que permiten identificar las escalas de variación de los diferentes fenómenos que ocurren en el océano. A nivel mundial quizá el mejor ejemplo de este tipo de estudios es el desarrollado por el programa CalCOFI (*California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations*) en el SCC, programa que ha realizado muestreos oceanográficos estacionales (alrededor de cuatro por año) entre 1949 y 1978, sobre una amplia red de estaciones localizadas en la costa oeste de E.U.A y la Península de Baja California. A partir de 1979, el programa fue reducido a muestreos frente a las costas del sur de California (32 N a 35 N), Estados Unidos (Hewitt, 1988). Una de las principales contribuciones de este tipo de mediciones de largo plazo es que permite identificar los distintos fenómenos físicos, así como las escalas de variación en que estos ocurren. Así, en el SCC los resultados de CalCOFI han permitido identificar la circulación media, la variación interanual y estacional, y otros eventos transitorios tales como surgencias, remolinos, chorros, etc. (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Parés *et al.*, 1987; Herrera-cervantes, 1992; Gallaudet *et al.*, 1994; Parés *et al.*, 1997). Es importante destacar que cada uno de estos fenómenos que ocurren en el SCC interactúan entre sí, lo cual puede introducir variaciones adicionales, de escalas espaciales pequeñas (decenas a centenas de kilómetros), conocidos como eventos locales (chorros, remolinos, entre otros), los cuales son generados por tres mecanismos principalmente, la batimetría, los vientos y/o las inestabilidades en los frentes de las corrientes.

Los estudios de variabilidad espacio-temporal realizados por programas como CALCOFI, son válidos en las escalas de muestreo (estacional) y dentro de la resolución espacial entre estaciones, la cual es de 36 km en la dirección meridional y 70 km en la dirección zonal. La mayoría de las tecnologías utilizadas en este tipo de estudios (CTD, botellas Nansen o Niskin, boyas oceanográficas, etc.), presentan ciertas limitaciones cuando se busca entender el comportamiento de los distintos fenómenos involucrados (corrientes, surgencias, remolinos, meandros, entre otros) cuyos periodos de variación son más cortos que el estacional y de menor resolución espacial. Debido a la amplia gama de escalas de variación, es necesario contar con una tecnología que permita obtener mediciones sinópticas de gran precisión. El uso de radiómetros infrarrojos desde el espacio ofrece esta alternativa y permite además identificar procesos de mesoescala (con duraciones temporales de semanas hasta meses) y gran escala (años), actuando sobre áreas espaciales de centenas de kilómetros (como lo sería el área de una bahía) hasta millares de kilómetros (la costa peninsular).

Gallaudet y Simpson (1994), en un estudio que realizaron frente a Punta Eugenia con datos de CALCOFI, comparan los resultados obtenidos a partir de series de tiempo generadas con datos *in situ* en cruceros oceanográficos, con los resultados de series de tiempo generadas a partir de información de satélite. Ellos encuentran que ambas series están bien correlacionadas, sobre todo en el análisis de procesos oceanográficos de meso y gran escala. Además encuentran también que en sus resultados *in situ*, los procesos de mesoescala no quedan muy bien definidos debido al espaciamiento entre las estaciones de muestreo, sin embargo en las imágenes de satélite, estos procesos quedan muy bien definidos. Los mismos autores opinan que esto demuestra la utilidad de la información obtenida a partir de satélites para realizar estudios en donde no se cuenta con información de cruceros y señalan la importancia de contar con información *in situ* para poder tener una base de comparación.

En el presente trabajo se analizan imágenes de satélite de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) de la región oceánica frente a Baja California, disponibles en el periodo 1981 - 1998. Los resultados que se presentan

pretenden reconstruir la variabilidad de la TSM, a lo largo de todo ese tiempo, con el fin de contribuir a un mejor entendimiento de los fenómenos que ocurren en la actualidad. El trabajo está organizado de la siguiente manera: El capítulo 2 presenta los antecedentes relevantes al área de estudio: El Sistema de la Corriente de California y sus masas de agua, y se caracteriza las principales escalas de variación temporal. Se presenta una reseña de cómo El Niño afecta la región. El Capítulo 3 presenta los objetivos y el Capítulo 4 describe los datos y la metodología utilizada. Los capítulos 5 y 6 presenta los resultados y discusiones respectivamente, y finalmente el capítulo 7 resume las conclusiones del trabajo.

2. Antecedentes.

2.1 El Sistema de la Corriente de California.

2.1.1 Corrientes.

El SCC se localiza a lo largo de la costa oeste de Norte América y representa la frontera noreste del giro anticiclónico que domina la circulación oceánica en el Pacífico Norte. Este sistema es forzado por los vientos del oeste que arrastran las aguas superficiales hacia el este hasta encontrarse con el continente americano, para después fluir hacia el sur como la Corriente de California (Sverdrup *et al.*, 1942). El SCC está constituido por tres corrientes distintas: La Corriente de California (CC), la Contra Corriente de California (CCC) y la Corriente Subsuperficial (CSs).

La CC fluye todo el año hacia el Ecuador a una profundidad entre 0 y 300m (excepto cuando se acerca a la costa), hasta llegar a la corriente norecuatorial (cerca de los 20 °N). Se caracteriza por su baja salinidad, baja temperatura y alto contenido de oxígeno disuelto. Su límite occidental se localiza entre los 800-900 km fuera de la costa, donde sus características físico-químicas cambian abruptamente al encontrarse con el Frente de California (el cual representa la frontera sureste de la zona subártica frontal) (Lynn *et al.*, 1987). Dentro de los primeros 200 km de la costa existe un cambio estacional en la fuerza del flujo de esta corriente. De primavera a verano se intensifica hacia el Ecuador, mientras que de otoño a invierno, el flujo se intensifica hacia el polo

norte. Lynn *et al.* (1987) denominan a esta corriente como la CCC, conocida también como la Corriente de Davidson al norte de Punta Concepción, E.U.A. La CCC se localiza a lo largo de la plataforma continental pero puede llegar a extenderse hasta 100 km fuera de la costa, en California y el sur de California; mientras que en la Península de Baja California su dominio es mucho más angosto, donde incluso puede hasta desaparecer. La CCC presenta también cambios estacionales importantes. Los periodos en donde ocurre con mayor intensidad coinciden con los periodos de mayor fuerza de la corriente subsuperficial (CSs), desde marzo hasta mayo y durante el otoño. A su vez dichos meses coinciden con los meses en que se intensifican las surgencias costeras (primavera-verano).

La CSs se origina en el pacífico ecuatorial este y se caracteriza por un flujo hacia el polo que viaja a profundidades mayores de 50m, a lo largo de la costa de Norte América (Sverdrup *et al.*, 1942), a unos 150 km fuera de la costa. La CSs muestra también cambios estacionales, tanto en su localización geográfica como en la intensidad y en la profundidad de su flujo (Hickey, 1979). Lynn *et al.* (1987) concluyen que no existe la CSs cuando se intensifica la CC o cuando la CSs emerge hacia la superficie o profundidades menores de 50 m, donde se hace indistinguible de la CCC. Frente a las costas de Baja California, esto ocurre desde marzo hasta mayo y durante el otoño. A finales del otoño la CSs y la CCC se intensifican. Dicha coincidencia sugiere que la CCC es producto del surgimiento de la CSs cuando el esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica es mínimo (otoño-invierno). El periodo de hundimiento de la CSs coincide con el regreso de los vientos noroestes, los cuales son generadores de surgencias (Lynn *et al.*, 1987).

Con base en mapas de altura dinámica promedio y a las diferentes escalas de variación, Lynn *et al.* (1987) identifican tres zonas oceánicas paralelas a la costa que forman parte del SCC: zona oceánica, que está influenciada principalmente por procesos de gran escala entre la atmósfera y el océano; zona de transición, definida como una banda amplia a unos 200-300 km fuera de la costa y caracterizada por la presencia de remolinos de mesoescala, así como por varios meandros energéticos que representan el núcleo de la CC, y la zona costera,

influenciada principalmente por los cambios estacionales del viento (surgencias) y de las corrientes costeras y subsuperficiales.

Dentro del SCC se encuentran dos remolinos de mesoescala identificados como estructuras cuasi-permanentes. Ambos remolinos muestran una variación estacional en la intensificación de su flujo, que a su vez repercute en la distribución de propiedades físico-químicas del agua y en el flujo de las corrientes involucradas (CC, CCC y CSs). El primero de ellos, que presenta un sentido de circulación ciclónico, se localiza frente a Punta Concepción, E.U.A., e intensifica su flujo en verano, originando que las aguas profundas emerjan y se mezclen con las aguas superficiales, que a su vez causa un proceso de mezcla que alcanza hasta los 200m de profundidad. Este remolino tiende a intensificar el flujo de la CC hacia la costa (logrando afectar las aguas cercanas a la frontera internacional) y a disminuirlo hacia mar abierto (es decir el flujo fluye en contra de la CC). Lynn *et al.* (1987) concluyen que la oscilación semianual de la CSs y la CCC, en esta zona y más al norte, pueda relacionarse con la variación estacional del mismo remolino. El segundo remolino, también ciclónico y con una fuerte variación estacional, se localiza al noreste de Punta Eugenia, BC., y se encuentra asociado a las irregularidades costeras y batimétricas de la costa (Parés *et al.*, 1997).

2.1.2 Masas de Agua.

En función de la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y contenido de nutrientes, se han identificado cuatro masas de agua dentro del SCC. Así mismo Lynn *et al.* (1987) añaden otra división a estas masas de agua, dependiendo de la profundidad a la que se localizen:

Aguas superficiales (0-200m):

- a) Agua del Pacífico Subártico .- Esta masa de agua penetra al sistema de la CC cerca de los 48 °N y se caracteriza por su baja temperatura (11-14°C), baja salinidad (32- 34‰), alto contenido de oxígeno disuelto (6-7 ml/L) y fosfatos. Esta masa de agua es a su vez la responsable del alto

contenido de oxígeno disuelto y del mínimo de salinidad característicos de la CC en la superficie y fuera de la costa.

- b) Agua del Pacífico Norte Central .- Esta masa de agua entra a la CC por el oeste. Presenta altas temperaturas, alta salinidad y bajo contenido en oxígeno disuelto y nutrientes.
- c) Agua de surgencias .- Producto de las surgencias que ocurren en Norte América dentro de los primeros 50 km de la costa, y que aportan al sistema aguas frías, de mayor salinidad, ricas en nutrientes y bajas en oxígeno disuelto.

Aguas subsuperficiales (200-500m):

- a) Agua del Pacífico Ecuatorial .- Esta masa de agua penetra a la CSs por el sur, y se caracteriza por su relativa alta temperatura (8-15°C) y salinidad (34.6-35.15‰), alto contenido de nutrientes pero bajo contenido de oxígeno disuelto.

Con base en el estudio que realizan Gómez *et al.* (1982), sobre la temperatura y la salinidad en la región costera de la CC, la zona de estudio se puede dividir en tres zonas con respecto al dominio de las masas de agua: zona de dominio de masa de agua subártica, zona de transición (denominada en este trabajo como zona de mezcla, para evitar confusiones con el trabajo de Lynn *et al.*, 1987) y zona de dominio de masa de agua ecuatorial. Estos autores sugieren que la zona de mezcla se encuentra frente a la parte norte de Baja California y sur de California (entre los 30 y 35°N), la zona de influencia ecuatorial, frente a Baja California sur, desde Punta Eugenia hasta aproximadamente Cabo San Lucas y la zona de influencia subártica, aproximadamente de San Francisco a Cabo Mendocino.

2.2 Variabilidad temporal.

El SCC presenta cambios importantes en tiempo y en espacio, tanto en la intensidad de las corrientes, como en la variación de los parámetros físico-

químicos que la forman. Debido a que el parámetro que se estudia en este trabajo es temperatura, se presenta una síntesis de su variabilidad en la región del SCC.

La temperatura en el SCC varía en función de los distintos fenómenos oceanográficos presentes. Existe una variabilidad debida a la circulación promedio descrita anteriormente y sobre la cual se presentan fluctuaciones estacionales y transitorias causadas por la influencia de forzamientos de corto periodo como surgencias, chorros, remolinos, etc. Parés *et al* (1997), reconocen dos componentes principales, encargadas de las características físicas del mar dentro el SCC, una que sigue el ciclo anual del calentamiento solar sobre la tierra (conocida también como variación estacional) y otra que impacta principalmente la zona costera: las surgencias. La variación estacional es la más obvia y la que provee al sistema la mayor energía .

Las variaciones estacionales de la CC están fuertemente controladas por las variaciones estacionales en los vientos. Strub *et al* (1987), caracterizan las variaciones estacionales del viento en dos regímenes; uno otoño-invierno donde los vientos promedio, al sur de la latitud 35°N, son casi cero o débilmente hacia el sur, y otro regimen de primavera-verano donde los vientos son hacia el sur. El patrón de vientos, existentes en grandes partes de la costa oriental del Pacífico, es el responsable de que en esta región ocurran surgencias costeras.

Sobrepuesta a la circulación promedio, existe en el SCC una variación interanual que se refleja en cambios de muy baja frecuencia (periodos de 2-7 años), tanto en el nivel del mar como en la TSM. Parte de esta variación, de baja frecuencia pero de alta energía, ha sido identificada en el SCC, como la respuesta del océano al fenómeno de El Niño (Parés *et al.*, 1997).

2.3 El Niño Oscilación del Sur (ENOS).

Se denomina así a una serie de fluctuaciones climáticas entre el océano y la atmósfera, centrados en el pacífico ecuatorial, las cuales ocurren con un periodo

de oscilación de entre 2 y 7 años (Figura 1) (Mysak, 1986). La causa de dicho evento ha sido muy controversial.

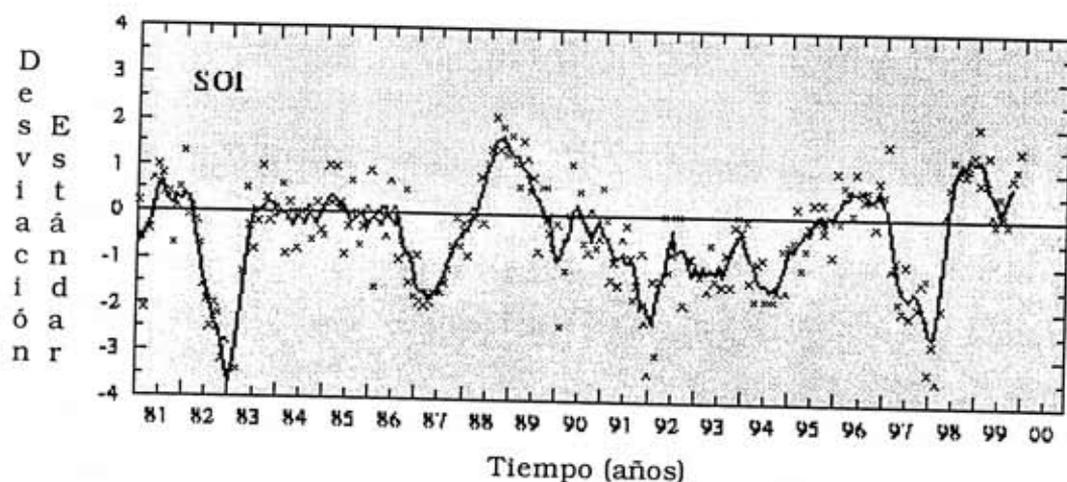


Figura 1. Índice de Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés) para el área geográfica comprendida entre 5°N y 5°S, 160°E y -160°W.

Simpson (1983) sugiere que la presencia del fenómeno de El Niño en aguas californianas se debe a una expansión e intensificación del centro de baja presión Aleutiano, así como al debilitamiento del centro de alta presión del Pacífico Norte. Estos centros crean una circulación atmosférica en forma de cuenca, que se empalma a la circulación oceánica de gran escala para producir lo que el autor denomina "el niño californiano". El mismo autor sugiere también que la zona ecuatorial se encuentra relacionada con la zona californiana a través de una teleconexión atmosférica, entre la TSM y la circulación atmosférica de Hadley.

Parés y O'Brien (1987), utilizando datos de nivel del mar y resultados de un modelo numérico de la CC, encontraron que para las bajas frecuencias, la mayor parte de la energía llega a través de una onda costera de Kelvin que se genera cuando las anomalías ecuatoriales chocan con la costa.

Poco tiempo después de la fase de maduración del ENOS, generalmente a finales del año en la región ecuatorial, la respuesta oceánica en la costa consiste en cambios positivos en el nivel del mar (principalmente en el invierno), altos valores de temperatura superficial (invierno y primavera) y bajos valores de

salinidad (invierno y primavera). Aunque estas anomalías sólo persisten por poco tiempo (3-6 meses) sus efectos producen cambios importantes en la distribución de los promedios anuales para muchas variables (nutrientes, temperatura, salinidad, nivel medio del mar, entre otros).

Como lo muestra la figura 2 para el SCC, El Niño en las costas de California se manifiesta típicamente con anomalías positivas de temperatura. También existen evidencias para refutar la idea de que las ondas de Kelvin estén involucradas en la propagación del fenómeno del Niño al norte de 30°N , debido principalmente a que la termoclina (isoterma de 15°C) se encuentra desplazada hacia la superficie lo cual no permite la propagación de la onda de Kelvin (Mysak, 1986). Por otro lado, el estudio de Parés *et al.* (1987) apoya la hipótesis de la teleconexión oceánica como el principal mecanismo generador del ENOS en latitudes tropicales y medias. Los autores encuentran que en la región de la Corriente de California gran parte de la variabilidad interanual del nivel del mar se explica por la propagación de una onda de Kelvin atrapada a la costa. Durante el invierno y la primavera que le siguen al fenómeno de El Niño, la CC fuera de la costa se reduce considerablemente, mientras que en la costa la CCC intensifica su flujo especialmente durante el otoño (Mysak, 1986). Este mismo patrón es descrito en observaciones del reciente evento El Niño en 1997-1998 por Durazo y Baumgartner (2000).

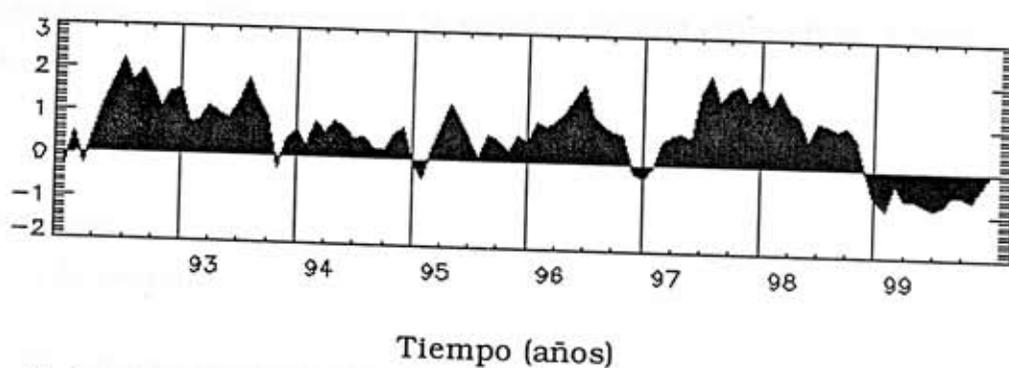


Figura 2. Anomalías de temperatura superficial para la región sur de California (30 a 35°N , 125 a 115°W).

3. Hipótesis de trabajo

La utilización de imágenes de satélite para observar los cambios de la TSM, permite detectar tanto la variación climática del mar como los fenómenos El Niño y La Niña, para la región oceánica localizada frente a la península de Baja California.

4. Objetivos

La ventaja de utilizar la información satelital, es que esta permite observar áreas espaciales mayores, e identificar mejor las escalas variación oceanográficas, que los datos obtenidos de manera *in situ* a través de cruceros oceanográficos.

Objetivo general:

Estudiar la variabilidad de la TSM a lo largo de 18 años (desde noviembre de 1981 hasta septiembre de 1998), utilizando información satelital, dentro de una zona geográfica que abarca más allá del límite establecido por la zona económica exclusiva y hasta las costas de la Península de Baja California.

Objetivos particulares:

1. Caracterizar la variación climática por regiones.
2. Caracterizar las escalas temporales de la variación climática.
3. Identificar las diferencias en la señal de la TSM entre años El Niño y La Niña.

5. Metodología.

5.1. Área de estudio.

El área de estudio se encuentra localizada entre las latitudes 22 y 32 °N y las longitudes 109 y 125 °W, sobre las costas del pacífico mexicano nororiental, abarcando un área total de 2,352,240 km² (Figura 3). La figura 4 muestra la batimetría del área de estudio.

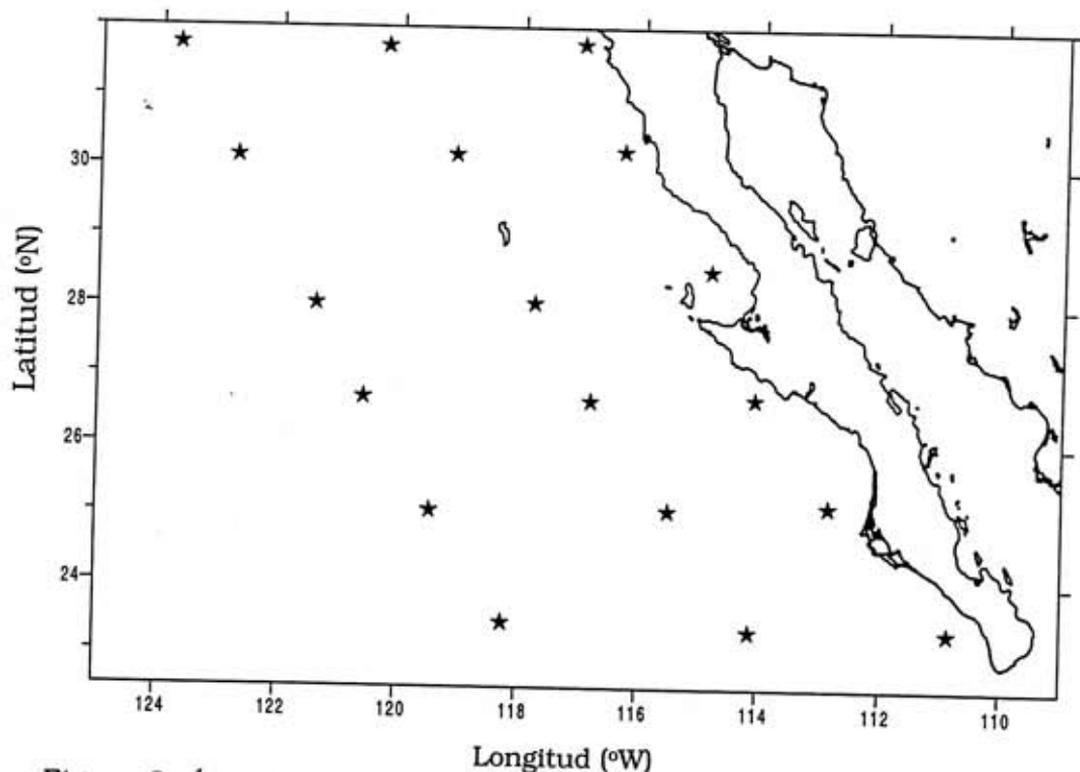


Figura 3. Área de estudio. Los símbolos (*) indican las posiciones de las celdas, que se utilizaron para observar los resultados del análisis de densidad espectral y la comparación entre algunas series de tiempo (tanto semanales como de anomalía interanual).

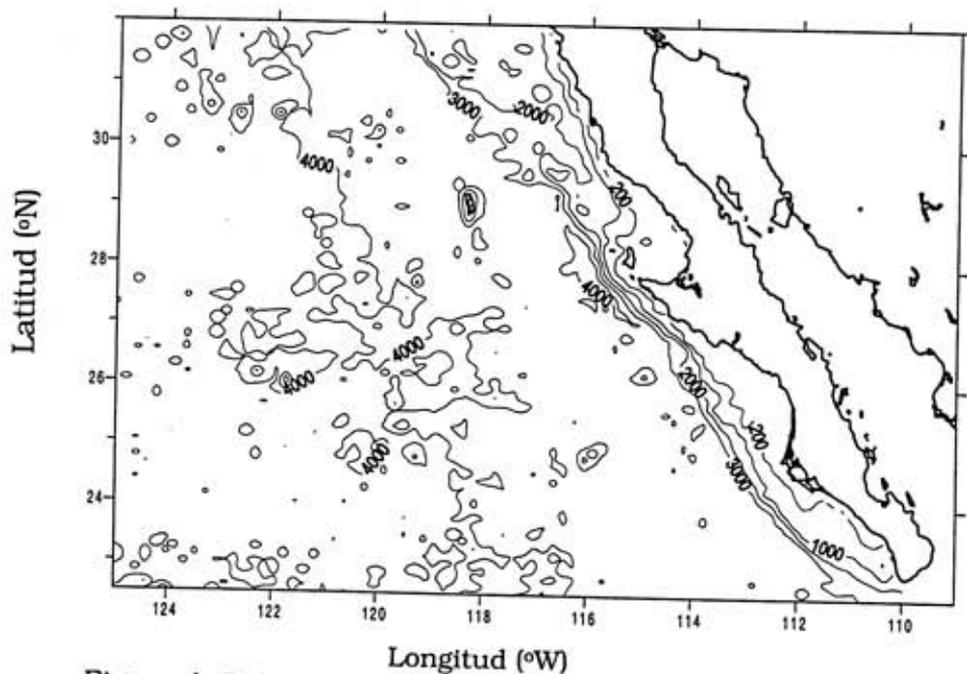


Figura 4. Batimetría de la zona de estudio. Las profundidades se muestran en metros.

5.2 Datos.

Los datos utilizados en el presente estudio corresponden a 18 años de imágenes infrarrojas generadas por el radiómetro AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo de los satélites NOAA-7,9,11 y 14. Las imágenes son nocturnas (es decir corresponden a los pases descendentes del satélite por la zona de estudio), desde Noviembre 1981 hasta Septiembre 1998. A estas imágenes se les conoce como la serie AVHRR MCSST (*Multichannel Sea Surface Temperature*) y fueron proporcionados sin costo por la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). La resolución espacial de cada celda o pixel es de 18 x 18 km. La resolución temporal es de una semana, es decir cada pixel representa el promedio de las imágenes nocturnas obtenidas en una semana, generando una serie de tiempo de 869 datos por cada uno de ellos, en la tabla I, se muestra el número de semanas por año. El área de estudio esta conformada 7260 pixeles, distribuidos en una matriz de 55 renglones por 132 columnas.

Tabla I. Número de semanas contenidas en cada uno de los años de observación.

| Año | Número de semanas | Año | Número de semanas |
|-----|-------------------|-----|-------------------|
| 81 | 8 | 91 | 52 |
| 82 | 52 | 92 | 53 |
| 83 | 50 | 93 | 52 |
| 84 | 52 | 94 | 51 |
| 85 | 52 | 95 | 52 |
| 86 | 51 | 96 | 52 |
| 87 | 47 | 97 | 53 |
| 88 | 51 | 98 | 39 |
| 89 | 51 | | |
| 90 | 51 | | |

5.3 Análisis de series de tiempo.

5.3.1 Distribución promedio de la TSM.

Como se menciona anteriormente, para cada celda se construyó una serie temporal promedio, que llamaremos ahora series originales, de donde se calculó el Promedio Total con su desviación estándar:

$$T_r = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N Ts_j$$

donde T_r es el promedio total de la TSM para los 18 años, Ts_j representa el valor de temperatura promedio para cada semana y N es el número total de observaciones para cada celda (869 observaciones).

A partir de las series originales, se calculó también el Promedio Mensual Anual con su desviación estándar, para cada celda. Dichos promedios son el resultado de promediar por semanas cada uno de los meses, para cada uno de los años. Por ejemplo el promedio Mensual Anual de noviembre de 1981 es el resultado de promediar los distintos valores que presentó la TSM por semana en ese mes y ese año en particular. A partir del promedio mensual anual, se obtiene el Promedio Climatológico Mensual y su desviación estándar, es decir, estos promedios son el resultado de promediar todos los eneros obtenidos en el promedio mensual anual, todos los febreros, todos los marzos, etc.

Con el fin de identificar las frecuencias más energéticas en las series semanales e interanuales, se realizó un análisis de densidad espectral, el cual se define como :

$$g_i^2(f) = \frac{1}{T} \int_0^T T^2(t) dt$$

donde $g_i^2(f)$ es la función de densidad espectral ; T es el período; f la frecuencia de Fourier para las series originales. Comúnmente, al reportar los resultados de densidad espectral, el eje ordenado representa el logaritmo base 10 de la función

de densidad espectral ($\log s(f)$), sin embargo en nuestros resultados, el eje ordenado representa la multiplicación entre la frecuencia encontrada para la serie de tiempo contra la función de densidad espectral ($\log[fx s(f)]$). Esto con el objetivo de preservar la variancia de los datos y mostrar claramente los picos de mayor energía (Emery *et al.*, 1997).

Para simplificar sus resultados se optó por dividir la zona de estudio en tres zonas oceánicas paralelas a la costa, de acuerdo al criterio de Lynn y Simpson (1987) y en seis zonas perpendiculares a esta, según Gómez *et al.* (1982). Dentro de cada una de estas zonas oceanográficas, se escogió una región de estudio; localizadas aproximadamente en los paralelos 23.5, 25, 26.5, 28, 30 y 31.5 °N, las cuales suponemos son representativas de la zona oceanográfica a la que pertenecen. El área de estudio junto con las regiones escogidas, se muestran en la figura 3.

5.3.2 Análisis Armónico.

Para este análisis se utilizaron tanto las series promediadas semanalmente (originales) como las series de los promedios mensuales. Las series originales se utilizaron para realizar los cálculos de la señal anual, mientras que las series promediadas mensualmente se utilizaron para la señal semianual. Así mismo, se efectuó un ajuste teórico a las frecuencias más energéticas (anual y semianual), utilizando el método de mínimos cuadrados (Bendat y Piersol, 1986). Para cada una de estas frecuencias se determinaron los valores de amplitud y fase.

El análisis armónico consiste en aproximar una serie de senos y cosenos a las series de tiempo de temperatura $T(t)$ como:

$$T(t) = \bar{T} + A_1 \cos \omega_1 t + A_2 \sin \omega_1 t + A_3 \cos \omega_2 t + A_4 \sin \omega_2 t$$

donde \bar{T} es el promedio total de cada serie, A_1 y A_2 y A_3 y A_4 son los coeficientes de las frecuencias anual ($\omega_1=2\pi/52$ semanas) y semianual ($\omega_2=4\pi/52$ semanas).

La amplitud anual (ϕ_A) y semianual (ϕ_{SA}) está dada por :

$$\phi_A = \sqrt{A_1^2 + A_2^2} \quad \phi_{SA} = \sqrt{A_3^2 + A_4^2}$$

y sus respectivas fases como :

$$\theta_A = \tan^{-1}(A_2/A_1) \quad \theta_{SA} = \tan^{-1}(A_4/A_3)$$

Los contornos de amplitud permiten caracterizar el área de estudio por zonas de diferente energía (o variabilidad anual y semianual), mientras que los contornos de fase permiten obtener el tiempo de respuesta del océano, a los distintos forzamientos que estas señales ocasionan.

5.3.3 Análisis de Fourier:

Tanto para las series semanales como para las series interanuales, se hicieron análisis de densidad espectral, cuya metodología quedo descrita en la sección 4.3.1. El número de datos con el que se realizó este análisis fue diferente para ambas series, siendo de 869 para las series semanales y de 763 para las interanuales.

También se obtuvo la correlación de las series semanales, tanto en tiempo (auto correlación), como en espacio (correlación cruzada). La función de autocorrelación R_{tt} identifica los cambios de la TSM para un punto en particular, evaluado a dos tiempos ($t=t_1$ y $t=t_2$) diferentes :

$$R_{tt}(t) = \frac{1}{t-\tau} \int_0^{t-\tau} T(t) T(t+\tau) dt$$

donde $T(t)$ son las serie originales y τ es el desfase temporal.

Para el caso particular de la TSM, dichos cambios temporales se esperan del orden de meses en aguas oceánicas y de semanas en aguas costeras, sobre todo en los periodos donde se intensifican las surgencias. Los valores

mínimos (máximos) de autocorrelación indican zonas de alta (baja) variabilidad térmica o un intervalo de dependencia temporal muy corto (largo).

La función de correlación cruzada, R_{xy} , define la dependencia espacial de los datos contenidos en un punto dado con la información contenida en otros puntos de la región :

$$R_{xy}(t) = \frac{1}{t - \tau} \int_0^{t-\tau} T_x(t) T_y(t + \tau) dt$$

donde $T_x(t)$ y $T_y(t + \tau)$ son las series de tiempo localizadas en diferentes puntos. La segunda serie temporal T_y , se encuentra evaluada además, en un intervalo de tiempo posterior (τ).

5.3.4 Análisis interanual de la TSM.

Con el propósito de resaltar las bajas frecuencias, las series de tiempo semanales se suavizaron con un filtro paso bajo para eliminar la frecuencia anual y semianual. Este filtro consiste en un promedio corrido de 53 semanas, utilizado dos veces consecutivas, para atenuar los lóbulos que se forman en la ventana espectral. Dichas series filtradas generaron un nuevo conjunto de datos, denominadas series interanuales. Debido al proceso de filtración, estas nuevas series pierden información y se reducen a 763 datos en vez de 869, es decir se pierden los primeros 53 datos de las series originales y los últimos 53 datos; comenzando en noviembre de 1982 y terminando en septiembre de 1997.

Con las series interanuales se genera el Promedio Mensual Anual filtrado, y a partir de la resta entre este promedio y el Promedio Climatológico Mensual se obtienen las anomalías interanuales. Por ejemplo la anomalía interanual de enero de 1986 proviene de restar el promedio mensual anual filtrado de enero de 1986 con el promedio climatológico de todos los eneros, por lo que un valor positivo de anomalía representa mayor temperatura para ese mes y ese año en comparación con el Promedio Climatológico Mensual.

Las series de anomalías interanuales permiten identificar los años en donde la variabilidad climática fue mayor, es decir los años donde ocurrieron tanto El Niño como La Niña. Aunque dichas anomalías se generaron para todos los años, en este trabajo se presentan de manera detallada solo las anomalías que caen dentro de los años de ocurrencia de El Niño o la Niña. Los eventos El Niño observados en este estudio, ocurrieron en 1982-83, 1986-87, 1992-93 y 1997-98, mientras que solo se observó un evento La Niña en 1988-89. Existe otro período La Niña que inició a fines de 1998 pero las imágenes de 1999-2000 no están incluidas en este trabajo.

El seguimiento de ambos fenómenos es reportado principalmente por dos instituciones, Calcofi y el Centro de Diagnóstico del Clima (CDC) de la NOAA. Ambos reportes difieren en los años de ocurrencia de estos fenómenos, debido a que la señal de propagación de los mismos se genera en el ecuador (lo que detecta la NOAA), y pudiera no llegar a manifestarse con suficiente fuerza en latitudes medias (lo que observa Calcofi). En este estudio, las fechas de ocurrencia de ambos fenómenos (Niño, Niña) se correlacionan mejor con los reportes de la NOAA como lo muestran la figura 1 y tabla II, es decir La Niña de 1995-97 no fue detectada, en el caso de El Niño de 1991-93 solo se detecta a partir de 1992 a 1993.

Tabla II. Comparación de los diferentes años reportados para los fenómenos del Niño y la Niña, según Calcofi y la NOAA.

| | Calcofi | NOAA |
|-----------------|---------|------|
| Niño 1982 -1983 | si | si |
| Niño 1986 -1987 | no | si |
| Niña 1988 -1989 | si | si |
| Niño 1991 -1993 | si | si |
| Niña 1995 -1997 | si | no |
| Niño 1997 -1998 | si | si |

6. Resultados.

6.1. Promedio total de TSM.

La distribución del promedio total de temperatura superficial se muestra en la figura 5a y representa el comportamiento espacial de la TSM una vez que los fenómenos de pequeña escala espacial y temporal han sido removidos por el promediado, es decir, la temperatura superficial que se esperaría encontrar en el caso de que no existieran fenómenos de mesoescala ni eventos locales. La temperatura promedio muestra un mínimo de 17 °C al norte de la península y un máximo de 25 °C al sur, con una dirección termal norte-sur característico de estas latitudes.

Del promedio total sobresalen dos estructuras características. Una es el mínimo de temperatura en la región norte que denota la posición promedio de la CC. El mínimo de temperatura deja de ser perceptible alrededor de los 28-30 °N. El otro rasgo robusto es el mínimo de temperatura adyacente a la península que indica la importancia de las surgencias, o afloramiento de aguas subsuperficiales, en reducir la temperatura cerca de la costa (Bakun *et al.*, 1974).

La desviación estándar del promedio total (figura 5b) muestra valores máximos ($\pm 3^{\circ}\text{C}$) en la zona costera entre Punta Eugenia y Los Cabos. El valor mínimo ($\pm 1^{\circ}\text{C}$) se observó en la misma latitud pero mar afuera. La zona entre Punta Eugenia y Los Cabos se caracteriza porque allí confluyen estacionalmente, el flujo del norte (CC) con el flujo del sur (CSs), lo que propicia la mezcla horizontal de estas masas de agua que, probablemente se puede ver reflejado en el promedio de largo período de las imágenes de satélite.

6.2. Promedios climatológicos mensuales.

La variación estacional del promedio climatológico se puede observar en la figura 6, en donde se presenta el promedio climatológico mes por mes para toda la región de estudio. Aún cuando la información del satélite proviene de registrar la

irradiancia de los primeros milímetros de la superficie del océano, la validez de los promedios mensuales de la figura 6 está respaldada por la similitud que estas distribuciones presentan con los promedios obtenidos por observaciones *in situ* por el programa CalCOFI entre 1950 y 1978 (Lynn *et al.*, 1982).

Los promedios mensuales indican que la temperatura mínima observada fue menor de 15 °C durante los meses de febrero y marzo al norte de la península (31 °N), es decir a finales de invierno. Para la misma latitud, el máximo (19 °C) se observó durante los meses de agosto a octubre, es decir, a mediados del verano y principios del otoño. La temperatura máxima registrada fue de 28 °C al sur de la península (23 °N), en los meses de agosto a octubre. Para la misma latitud, el mínimo fue de 21 °C de marzo a mayo. Tanto en el norte como en el sur de la península, los máximos se registraron en el mismo período (agosto a octubre), mientras que en los mínimos se observó un desfase de un mes: mínimo en febrero en el norte y marzo en el sur.

En estos promedios es posible también observar el desfase que existe entre el calentamiento solar y la TSM. El máximo de irradiancia solar ocurre a finales de junio mientras que el máximo en TSM se observa hasta agosto. Así mismo, el mínimo de irradiancia solar ocurre en diciembre, mientras que el mínimo de temperatura se observa en Febrero. Este es un comportamiento típico de los océanos de latitudes medias, donde el máximo (mínimo) se presenta cuando el contenido de calor es máximo (mínimo), (c.f. figuras 12a y 12c).

El promedio total mostró claramente la señal de surgencias costeras, debido a la presencia de una banda costera de menor temperatura. Los promedios mensuales muestran la variación temporal de esta banda de menor temperatura. Desde marzo hasta noviembre, entre las latitudes de 27 y 31 °N, el mínimo costero está presente. El período coincide con la existencia de la termoclina estacional (Pickard *et al.*, 1982), un mayor número de remolinos y giros de mesoescala y chorros (Lynn *et al.*, 1987) y con la presencia de vientos persistentes del NW que favorecen las surgencias costeras (Strub *et al.*, 1987). Al sur de 27 °N, la banda de menor temperatura sólo aparece en los meses de abril a junio. Este período

coincide con la intensificación de los vientos del NW en esas latitudes, como fue reportado por Strub *et al.* (1987).

La desviación estándar de los promedios climatológicos mensuales (figura 7) muestran valores mayores en la zona costera (1.5-2.5°C) en relación con la zona oceánica (0.8-1.5°C). Los máximos (2.5°C) ocurren en el período de mayo a septiembre. En la zona costera es donde ocurre el mayor número de procesos que pueden modificar los promedios mensuales año con año, y particularmente se puede hacer notar que los máximos observados de mayo a septiembre coinciden con el período de las surgencias costeras. El máximo de desviación estándar para la zona oceánica (1.5°C) ocurre desde mediados de primavera (mayo) hasta finales de verano (septiembre).

En la zona costera comprendida entre Punta Eugenia y Los Cabos se presentan los valores máximos. Esta región está reportada como una zona muy dinámica en la literatura (Lynn *et al.*, 1987), de mucha interacción de corrientes oceánicas, fuertes surgencias costeras, remolinos de mesoescala y/o meandros energéticos (Gallaudet *et al.*, 1994). Por lo tanto es muy probable que los valores de desviación estándar en dicha zona, se deban a la ausencia-presencia de estos procesos en escala estacional. Es importante también señalar que esta zona presenta las mayores dimensiones de la plataforma continental (figura 4).

En la figura 8 se observa la oscilación anual del promedio mensual de TSM donde es posible observar claramente los diferentes intervalos que se presentan en toda el área de estudio, de 16 a 22°C al norte de la península y de 23 a 28°C al sur. En septiembre se observan los valores máximos, mientras que en marzo los mínimos. Es importante señalar que debido a las surgencias en la parte norte de la península, la zona oceánica es quien toma el valor máximo de temperatura. En la parte sur, es en la zona costera donde se registran las temperaturas más altas.

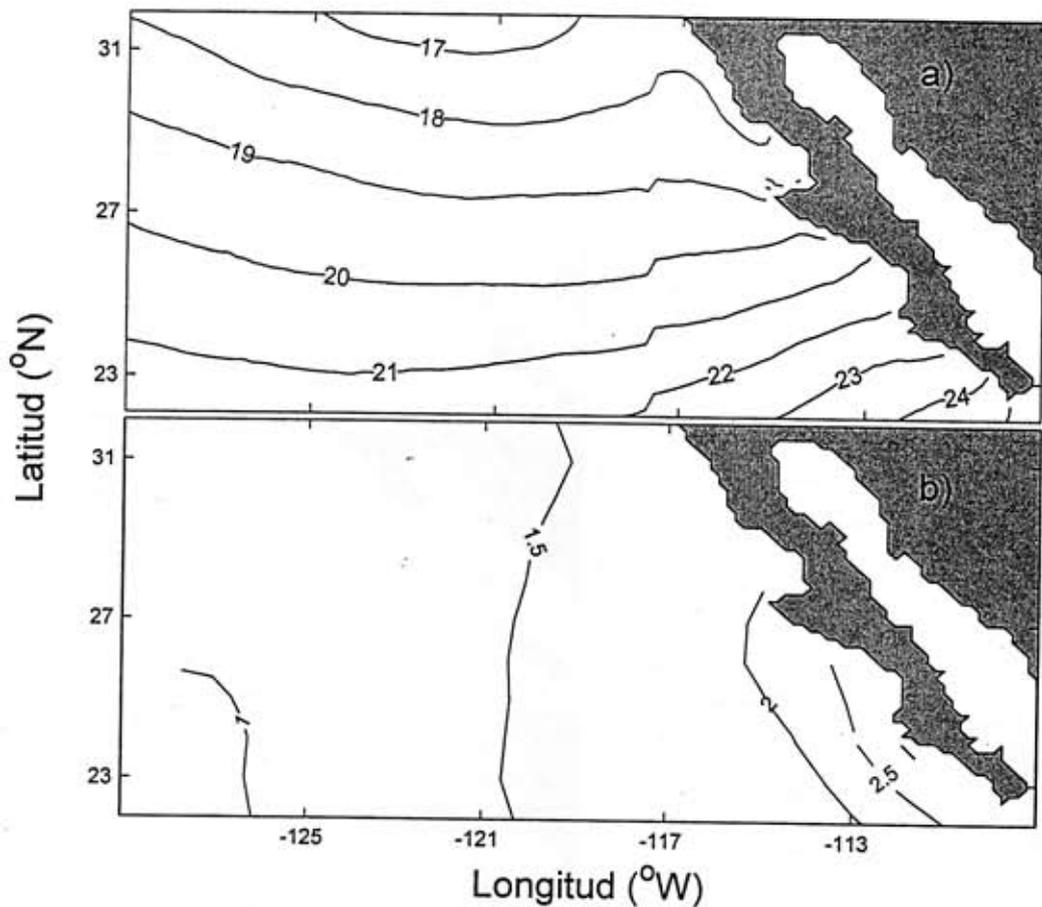


Figura 5. a) Distribución horizontal del promedio total de la TSM (en °C). b) Desviación estándar del promedio total. Ambos, generados a partir de 17 años de información.

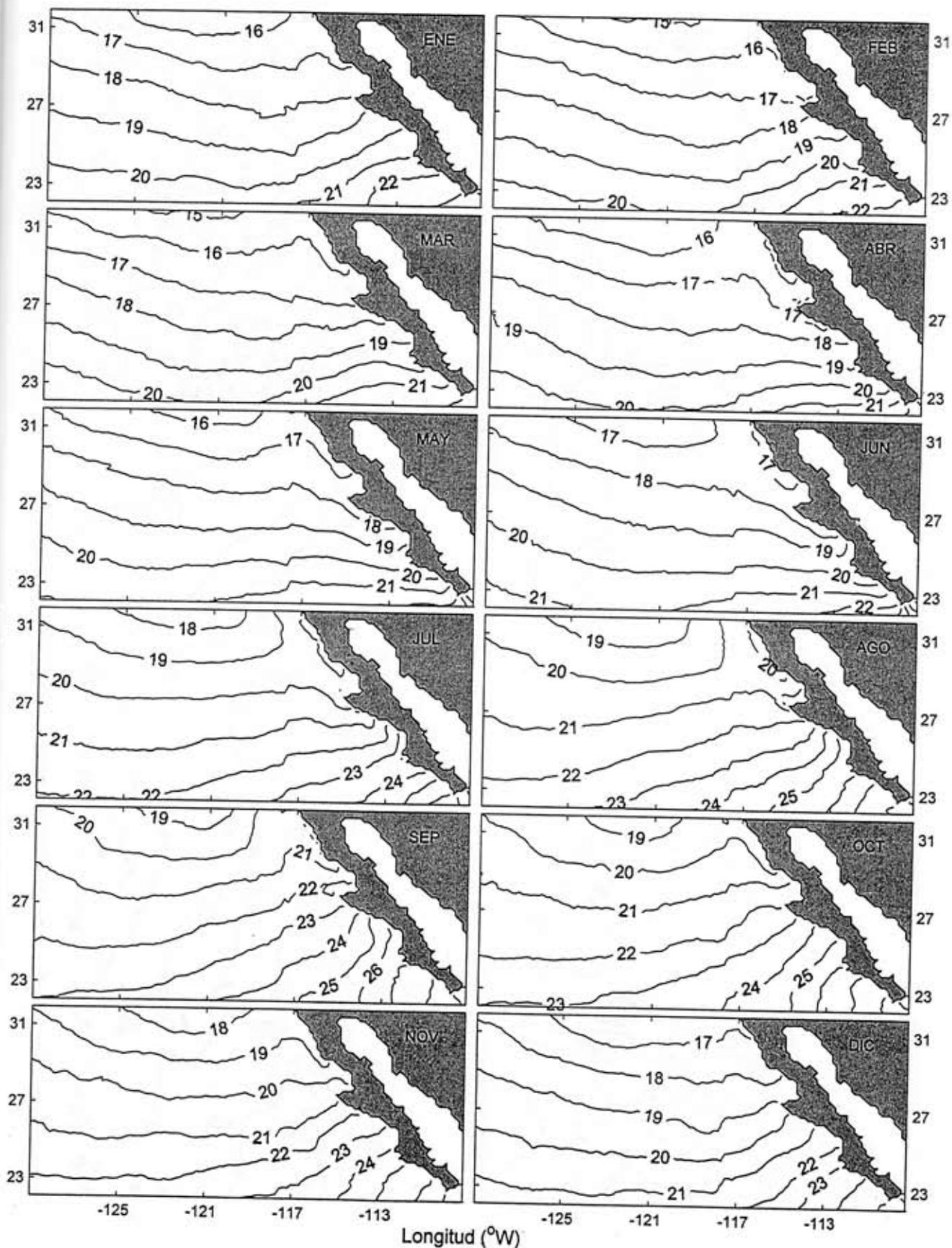


Figura 6. Distribución horizontal del Promedio Climatológico Mensual, para la TSM.

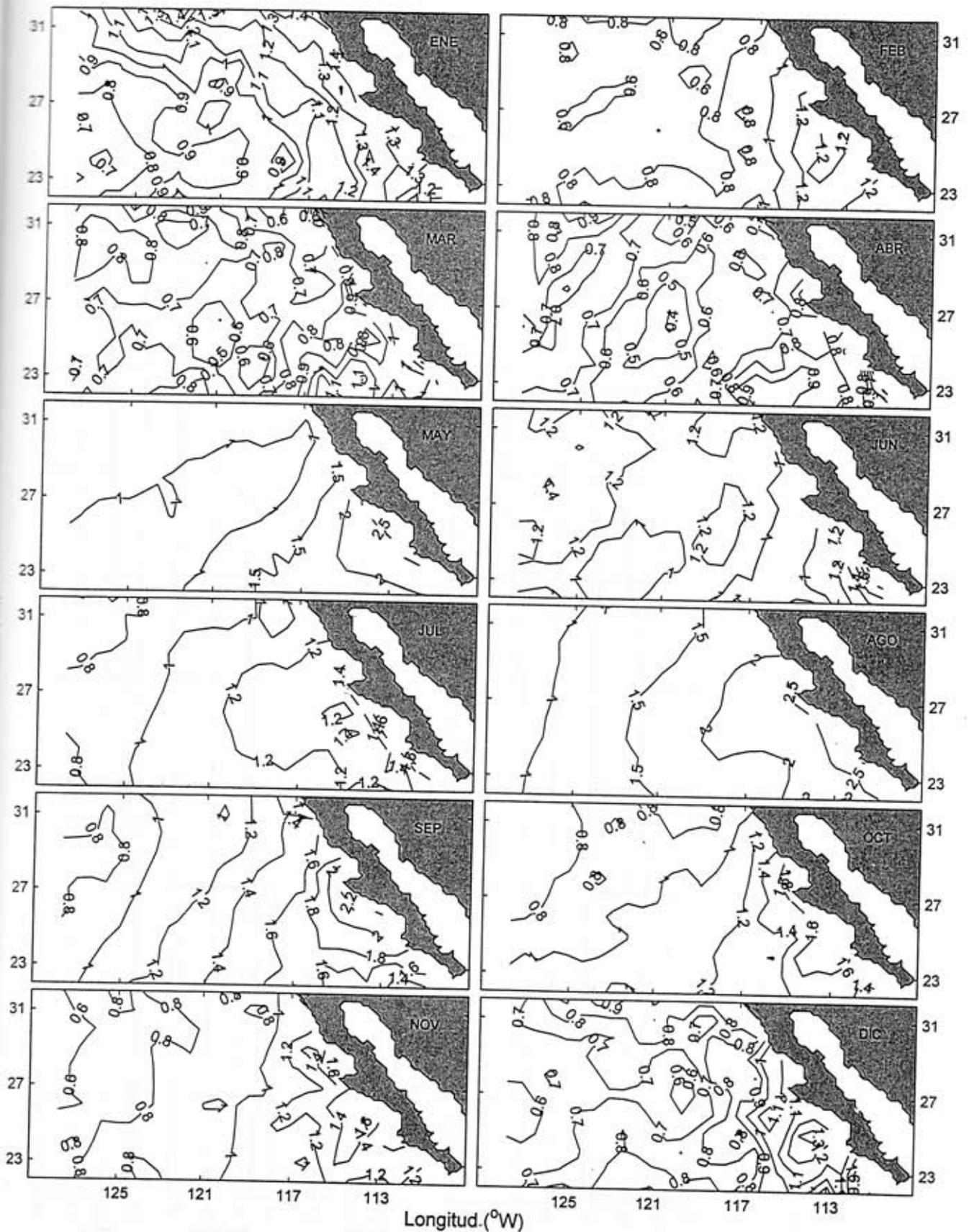


Figura 7. Desviación estándar del promedio climatológico mensual.

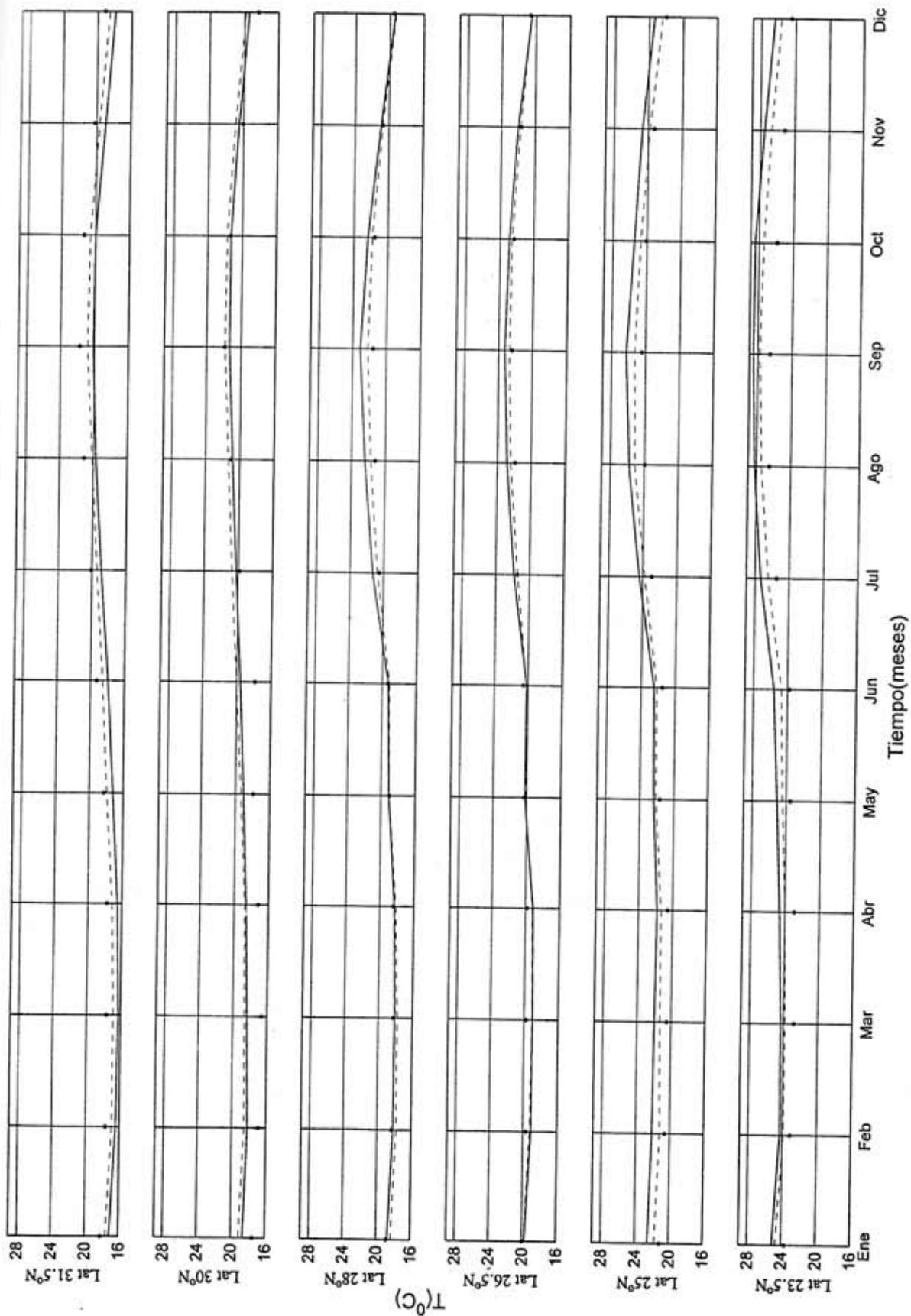


Figura 8. Oscilación promedio de la TSM, mostrando la comparación entre las zonas oceanográfica(o), transicional(--y) y costera(-).

6.3. Análisis de Fourier.

La función de densidad espectral o espectro de potencia es un indicativo de la cantidad de energía que existe en una serie de tiempo para diferentes frecuencias de oscilación. La representación típica es la de frecuencia vs. energía (f vs g_{tt}^2). Sin embargo una forma más objetiva de comparar la cantidad de energía es f vs $f \cdot g_{tt}^2$, puesto que el espectro graficado preserva la energía (Emery y Thomson, 1997). La figura 9 muestra este tipo de representación para las regiones seleccionadas en la Figura 3. Los espectros muestran que la señal más energética es la anual, siendo esta en ocasiones un orden de magnitud mayor que la señal semianual y hasta dos ordenes mayor que la interanual (principalmente al sur de la península en la zona costera). La señal semianual mostró ser generalmente un orden de magnitud mayor que la señal interanual. Los valores energéticos - tanto de la señal anual como de la semianual - aumentan del norte hacia el sur de la península (figura 9), mostrando siempre los valores máximos en la zona costera (principalmente desde Punta Eugenia hasta Los Cabos). Estos resultados coinciden con los espectros reportados por Gallaudet *et al.*, 1994.

Las series de tiempo suavizadas con el filtro paso bajo (figura 10), muestran que el intervalo de frecuencia más energético oscila entre 2-4 años, el cual presenta sus valores máximos desde la latitud 27°N hacia el sur de la península, en las tres zonas de estudio.

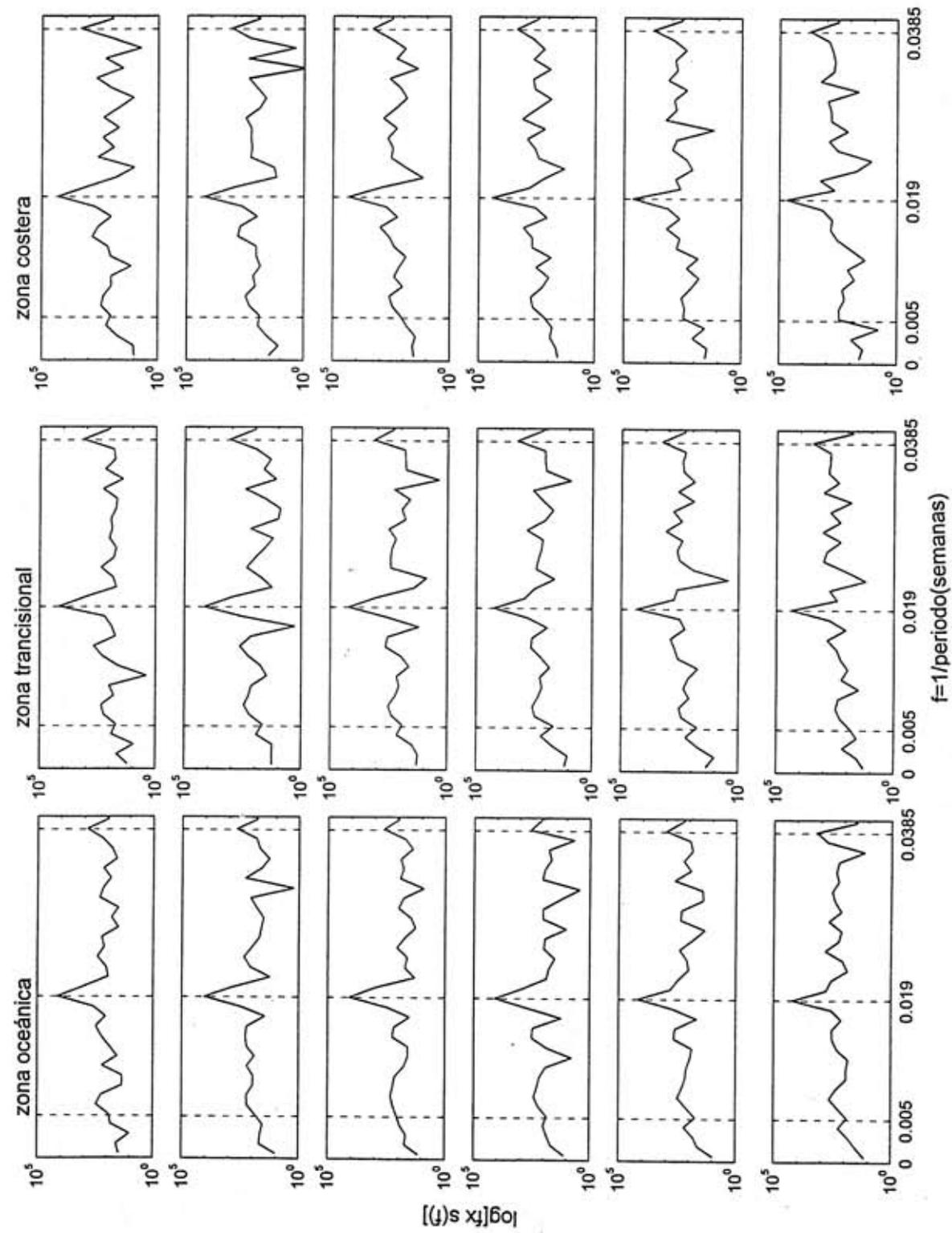


Figura 9. Espectros de potencia para las series originales. El eje de las ordenadas representa el logaritmo base 10 de la multiplicación de la frecuencia por las serie de fourier. El valor de frecuencia $f=0.005$ representa 3.84 años, $f=0.019$ representa 1 año, $f=0.0385$ representa 6 meses

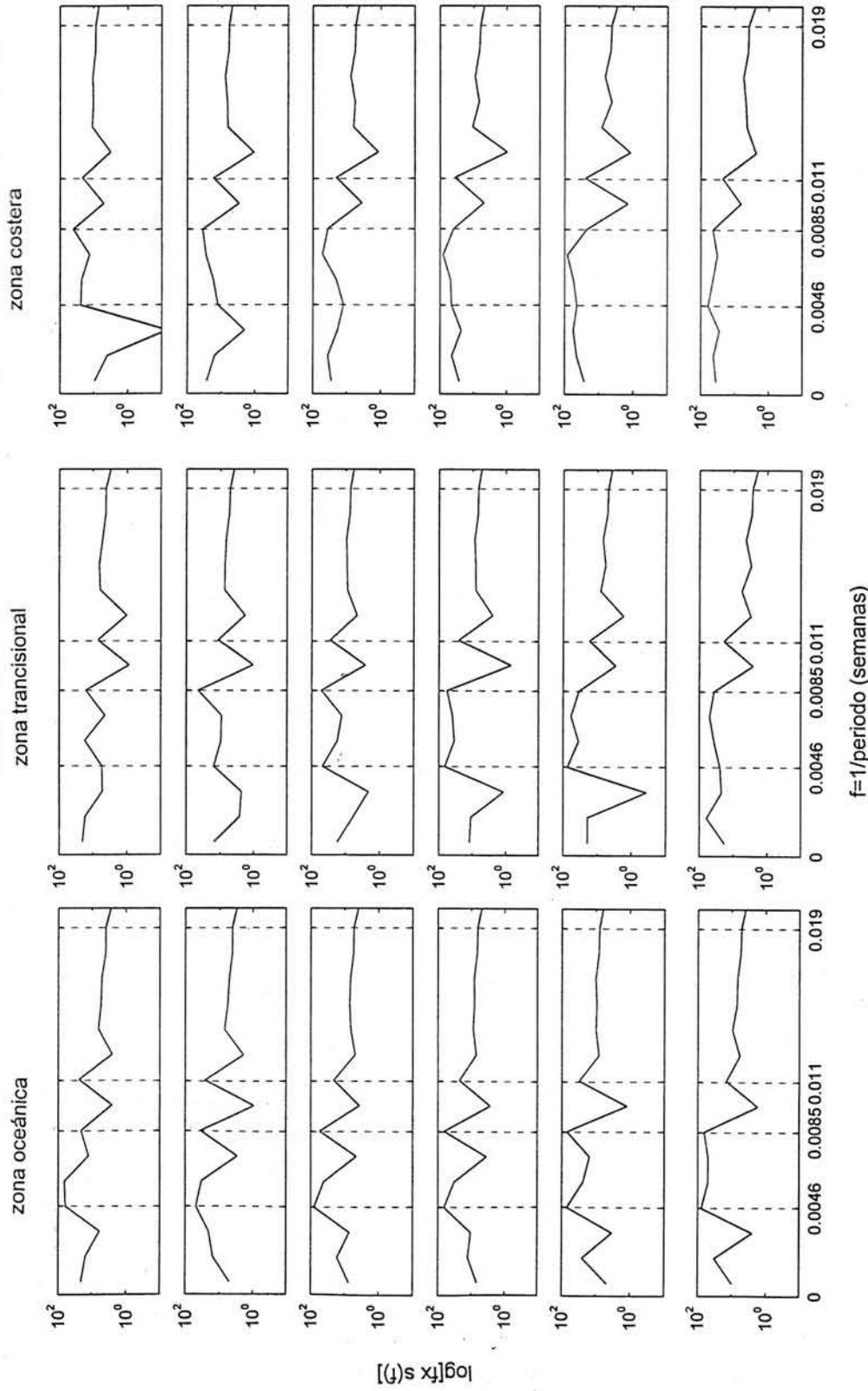


Figura 10. Espectros de potencia para las series interanuales. El valor de frecuencia $f=0.0046$ representa 4.18 años, $f=0.0085$ representa 2.25 años $f=0.019$ representa 1.74 años y $f=0.019$ representa la señal anual

La distribución de los valores de auto correlación (figura 11a) muestran que la zona más dinámica (R_{tt} mínimo) dentro del área de estudio, se localiza entre Punta Eugenia y Los Cabos, en la zona costera, mientras que la zona más estable, se localiza en las mismas latitudes (27 - 23 °N), pero en la zona oceánica. En este análisis los valores que se tomaron en cuenta fueron los valores de auto correlación para el primer cruce por cero, los cuales son muy similares para los distintos pixeles, variando únicamente de 3 meses (zona costera) a 4 meses (zona oceánica), aproximadamente.

La variabilidad temporal de la zona costera, pudiera asociarse al cambio climático que ejercen las estaciones del año (primavera, verano, etc), pues estas presentan un mismo periodo de duración (3 meses aproximadamente).

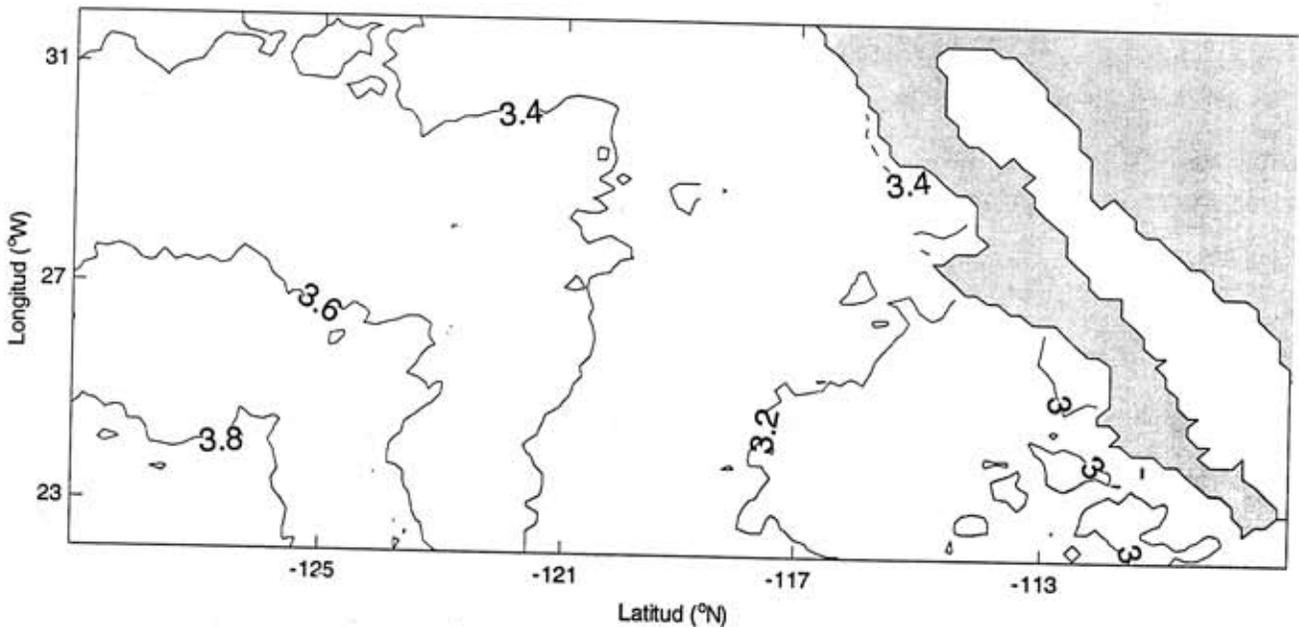


Figura 11. Distribución horizontal de la autocorrelación $RTT(t)$. El valor representa el número de meses que tarda la TSM en cambiar de temperatura.

6.4. Análisis Armónico.

El ajuste por series de Fourier a la señal de temperatura permite extraer los valores de amplitud y fase de los armónicos anual y semianual. La amplitud indica el intervalo de variación típico a estas frecuencias, y la fase muestra los meses en que estas señales actúan con mayor energía en el océano. El intervalo en la señal anual indica la influencia del campo medio de corrientes (CC) (Lynn y Simpson, 1987) y el ciclo del calentamiento solar, mientras que en la señal semianual representa la influencia de fenómenos de mesoescala de corta duración como giros, chorros, etc. (Gallaudet *et al.*, 1994; Lynn y Simpson, 1987).

Las series originales se utilizaron para realizar los cálculos de la señal anual puesto que los resultados de la fase fueron más certeros utilizando dichas series, mientras que para la señal semianual, los mejores resultados de fase se observaron con las series promediadas mensualmente.

Las figuras 12.a y b muestran los contornos de amplitud y fase de la señal anual. La amplitud anual se caracteriza por presentar un decaimiento hacia la zona oceánica, en particular el máximo de amplitud es de 4 °C (zona costera) y el mínimo es de 1.5 °C (zona oceánica). En los resultados de fase se encuentra que la señal anual alcanza su máximo calentamiento a fines de agosto (zona costera) y mediados de septiembre (zona transicional y oceánica). El máximo porcentaje de varianza explicada (figura 12.c) de las series originales para la señal anual fue del 55%. Al igual que con la distribución de amplitud, la máxima varianza explicada se observó también en la zona costera entre Punta Eugenia y Los Cabos. Este era un resultado esperado pues a mayor valor de amplitud, el ajuste armónico es mejor.

En las figuras 12.d y e, se muestra la amplitud y fase de la señal semianual. Se observa que la amplitud semianual es mucho menor que la amplitud de la señal anual. Igual que la componente anual, esta decae hacia la zona oceánica. El valor máximo encontrado en la zona costera es de 1°C, mientras que en la zona oceánica es de 0.2°C. La fase semianual, actúa con más intensidad

Señal anual

Señal semianual

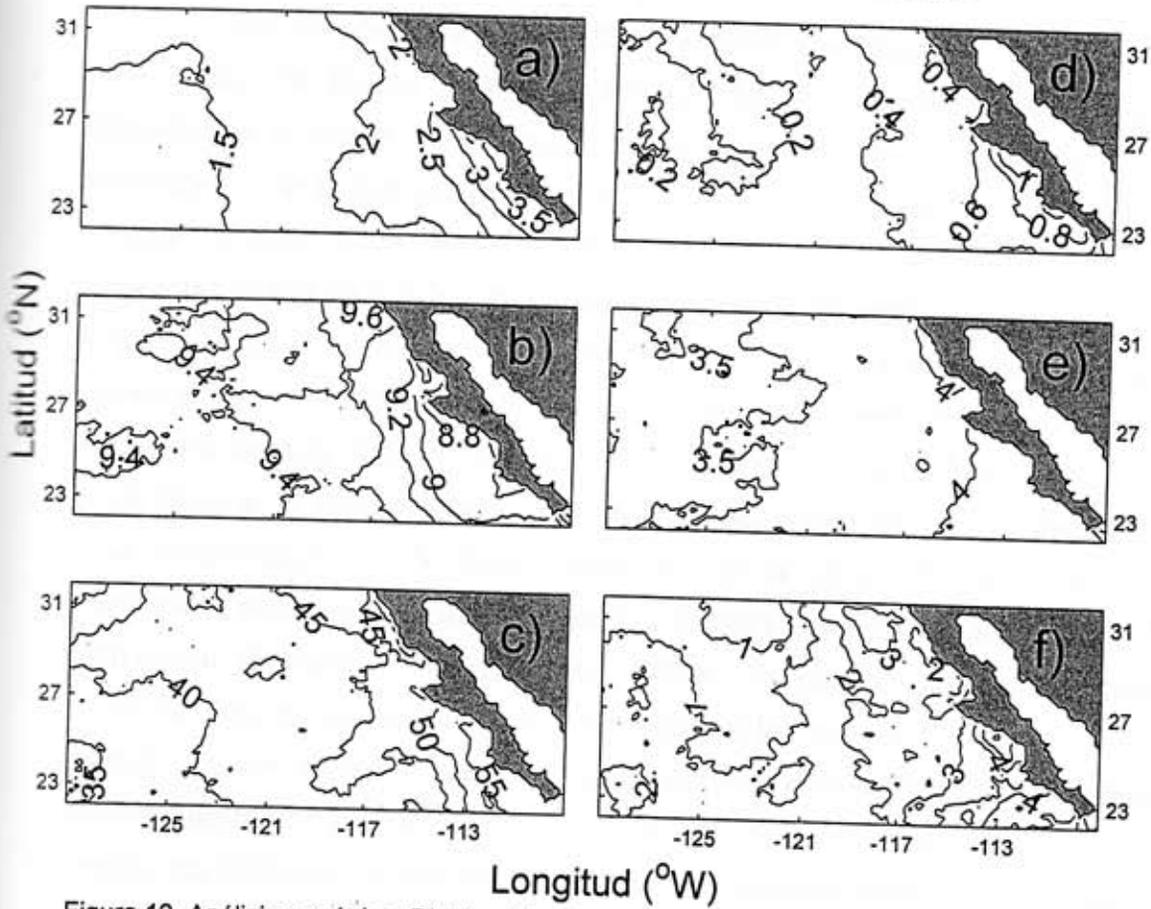


Figura 12. Análisis armónico. Distribución de la amplitud (a y d), fase (b y e) y porcentaje de varianza explicada. El valor de fase representa el mes en que la amplitud es mayor. Ejemplo: septiembre=9, abril=4, etc.
 Nota: En el análisis de la señal anual, se utilizaron las series promediadas semanalmente y en la semianual, la series promediadas mensualmente.

en abril (zona costera) y mediados de marzo (zona trancisional y oceánica). El porcentaje de varianza explicada de las series promediadas mensualmente para la señal semianual (figura 12.f), muestra su máximo en la zona costera sur (4%), y el mínimo en la zona oceánica (1%), coincidiendo con la ubicación espacial de los máximos y mínimos de la amplitud semianual.

6.5 *Análisis interanual de la TSM.*

Las señales asociadas a El Niño arriban a las costas de Baja California como ondas de Kelvin generadas en las regiones ecuatoriales y se propagan atrapadas a lo largo de la costa, hacia los polos. Estas ondas producen un hundimiento de la termoclina y un aumento en el nivel del mar. El hecho de que durante El Niño la termoclina esté mas profunda, origina que se inhiban las surgencias debido a que el agua subsuperficial de afloramiento, que normalmente se encuentra a 40-50 m de profundidad, no pueda ser levantada hacia la superficie por los vientos debilitados del norte-noroeste. El hundimiento de la termoclina origina también un aumento en la temperatura debido a la relajación de los vientos, la reducida mezcla vertical y la ausencia de surgencias. El aumento de la temperatura puede darse también por la advección de aguas de origen ecuatorial o subtropical, causada por la intensificación de la circulación ciclónica subtropical (Durazo y Baumgartner, 2000). El efecto combinado durante un evento El Niño es, por tanto, más acentuado en las regiones costeras. Aún cuando pueden existir modificaciones a este patrón debido a la intensificación o debilitamiento de los forzamientos locales, este es el resultado básico que se observa en la figura 13, donde se muestra la variación temporal (suavizada) de las anomalías de la TSM para cada una de las regiones de la figura 3.

Destacan en la figura 13 los eventos cálidos de 1986-87, 1992-1993 y 1997-1998 y el período frío de 1988-1989. Nótese que el evento de 1982-83 no alcanza a ser completamente resuelto debido a que los datos de 1982 son clasificados como de baja calidad causada por la erupción del volcán Pinatubo en ese año. La serie temporal de anomalías permite caracterizar la variabilidad

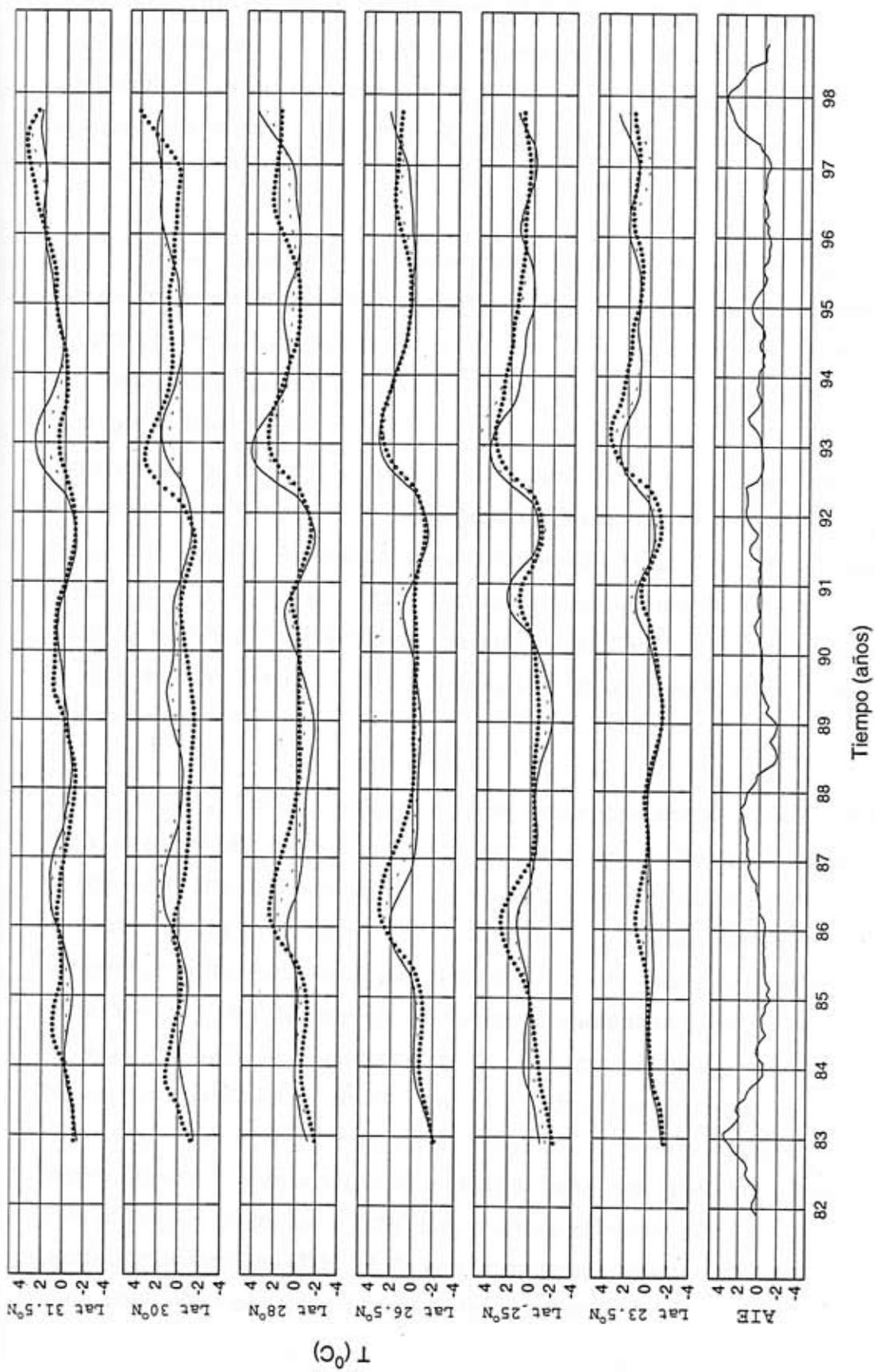


Figura 13. Series de tiempo de las anomalías termales interanuales, mostrando la comparación entre las zonas oceanográfica(o), transicional(--y costera(-) y la anomalía interanual registrada en el ecuador por la NOAA (AIE).

interanual por regiones. La máxima anomalía ($\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$) corresponde a El Niño 1997-98. Nótese que en la zona costera, el calentamiento asociado a El Niño es máximo alrededor de los $30\text{ }^{\circ}\text{N}$. Este comportamiento puede ser debido a que esta latitud está definida como una zona de transición o frontera entre el régimen subártico (aguas que acarrea la CC) y de origen ecuatorial y/o subtropical (Durazo y Baumgartner, 2000).

La zona de transición latitudinal, puede ser por tanto, la región donde los impactos de cambios climáticos son mayormente perceptibles, y pudiera esperarse que sus efectos en las comunidades bióticas también lo sea. El hecho de que las anomalías térmicas sean menos intensas y con un patrón temporal más variable al norte y sur de $30\text{ }^{\circ}\text{N}$, no significa que los efectos climáticos no existan, sino que es un resultado propio de la técnica de medición, que cubre únicamente los primeros milímetros de la superficie del océano. Se ha observado que los máximos cambios asociados a calentamientos ocurre no en la superficie sino debajo de ésta (Simpson, 1983, Durazo y Baumgartner, 2000). Con el propósito de analizar en detalle los cambios espaciales en la TSM, se presentan a continuación la distribución espacial de las anomalías interanuales para cada uno de los eventos climáticos mencionados.

1982-1983. La figura 14.1 muestra las anomalías térmicas durante este evento Niño a partir de 1983. Los cambios térmicos positivos durante 1983 están restringidos al este de la zona transicional, con anomalías negativas en la zona oceánica. En la primera mitad de 1983, las temperaturas de la superficie del océano fueron más elevadas que la norma climatológica a lo largo de toda la franja costera ($\sim 200\text{ km}$). Nótese que la franja de anomalías positivas se extiende hacia el oeste de Julio a Diciembre 1983 para comprimirse espacialmente tiempo después en 1984. La evolución temporal y decaimiento de El Niño en 1983-1984 mostrada en la figura, denota como la TSM es anómalamente alta en la zona costera al sur de Punta Eugenia en Enero 1983, con una extensión hacia el norte a medida que progresa el año. Las anomalías positivas de la TSM se observan hasta inicios de 1984 (Fig. 14.2), con un regreso a condiciones normales en Junio-Julio 1984. Esto concuerda con los tiempos esperados de arribo y expansión hacia

el norte de la anomalía térmica proveniente del ecuador. Las máximas anomalías positivas registradas en estos periodos fueron mayores de 3 °C y ocurrieron en agosto 1983 en la cuenca costera entre Punta Eugenia y Bahía Magdalena, esto es, la zona donde se registraron las mayores desviaciones estándar en el promedio climatológico de temperaturas.

1986-1987. La evolución temporal y espacial de El Niño en 1986-1987 (Figs. 14.3 y 14.4) presentó diferencias respecto al evento previo de 1982-1983. En los mapas de distribución horizontal se observan valores de anomalía térmica positivos (+1 a +3 °C) en la zona oceánica y transicional para todo 1986 (Fig. 14.3) con valores máximos (+ 3 °C) en la región SW del área de estudio. La zona costera por su lado mostró valores negativos (-0.5 a -1 °C). Las máximas anomalías se observan desde enero hasta junio 1986, con una disminución de la magnitud a partir de agosto para finalmente regresar a condiciones normales en junio-julio de 1987 (Fig. 14.4).

1988-1989. El evento frío de La Niña 1988-1989, mostrado en las figuras 14.5 y 14.6, se caracteriza por anomalías térmicas negativas principalmente a lo largo de la zona costera, con las condiciones plenamente desarrolladas en el periodo de septiembre 1988 a marzo 1989. Las mayores desviaciones de la media climatológica (< -3 °C) se observan al sur de la Península, entre Bahía Magdalena y Cabo San Lucas. Aún cuando la dominancia de anomalías negativas fue evidente durante este evento, es posible observar anomalías positivas (< +1 °C) al oeste de la Península, en la zona oceánica. El periodo frío de 1988-1989 coincide con un periodo de fuertes surgencias ocasionadas por vientos de mayor intensidad que la norma durante el verano de 1988 (Murphree et al; 1995), condiciones que permanecieron hasta la primera mitad de 1999.

1992-1993. El Niño de 1992-1993 (Figs. 14.7 a 14.9) muestra los primeros rasgos de TSM mayores a la norma climatológica en enero 1992, en un patrón espacial muy similar al de 1982-1983, esto es, anomalías positivas de TSM sobre una angosta franja costera que aumenta su extensión geográfica con el tiempo. Nótese como la franja costera se desarrolla en anomalías positivas en toda la región de

estudio hacia mayo 1992, condiciones que permanecen durante el resto del año y continúan hasta fines de 1993 (Figs. 14.7 y 14.8) para finalmente regresar a condiciones normales en marzo-abril 1994 (Fig. 14.9). El pico de las anomalías positivas, $> +4$ °C, es observado de septiembre a diciembre 1992 al sur de la zona de estudio, tanto en la zona costera como en la oceánica.

1997-1998. El Niño 1997-1998 es el evento de mayor intensidad registrado durante este siglo. Las primeras perturbaciones en el sistema de vientos ecuatoriales fueron registradas en la primera mitad de 1997, condiciones anómalas que alcanzaron una fase madura en el invierno 1997-1998 para regresar drásticamente a condiciones normales en la primavera 1998. La figura 14.10 muestra la evolución de las anomalías de TSM en la zona de estudio de este trabajo durante enero-septiembre 1997. Las condiciones anómalas ocurrieron principalmente en la zona costera, y de mayor intensidad en la cuenca entre Punta Eugenia y bahía Magdalena. Las anomalías registradas fueron de hasta $+6$ °C durante agosto y septiembre, fecha en que termina el registro del presente estudio. Mediciones de campo (c.f. Lynn *et al.*, 1998) indican que las anomalías de TSM disminuyeron abruptamente en febrero 1998, pero permanecieron levemente positivas (1 a 2 °C) hasta julio 1998.

7. Discusión.

7.1 Promedio total y promedio climatológico mensual.

La distribución del promedio total de la TSM (Fig. 5) mostró que las mayores temperaturas (~ 25 °C) ocurren en la zona sur con una disminución hacia el norte (~ 17 °C), patrón que muestra ser consistente con lo que reportado en la literatura para esta área de estudio (Lynn y Simpson, 1987; Gallaudet *et al.*, 1994). Por otro lado, los promedios climatológicos de la TSM (Fig. 6), mostraron características similares a los promedios obtenidos por observaciones *in situ* del programa CalCOFI (Lynn *et al.*, 1982). La TSM mínima observada fue de 15 °C

durante los meses de febrero y marzo al norte de la península (31 °N), mientras que la máxima fue de 28 °C al sur de la península (23 °N), en los meses de agosto a octubre. Entre las latitudes 27-31 °N las isotermas cerca de la costa se orientan paralela a ésta en los meses de marzo a noviembre. Este comportamiento es tan consistente que aparece como rasgo prominente en la distribución del promedio total de la TSM de la figura 5. Dicho rasgo es consecuencia de las surgencias costeras (Bakun *et al.*, 1974), las cuales se intensifican desde la primavera hasta el verano, es decir de 4 a 6 meses.

Como respuesta a los intensos procesos costeros que ocurren a lo largo de la Península se observó que la variabilidad (desviación estándar) asociada al promedio total, es mayor cerca de la costa. Los máximos en desviación estándar al norte de 28 °N se observaron desde marzo hasta octubre (Fig. 7), en una relación muy cercana con los procesos de surgencia y los vientos dominantes. Durante esta temporada ocurren también importantes cambios en las corrientes: a partir de marzo se intensifica la CC y en septiembre la CCC. Una intensificación de la CC implica la intensificación de los vientos del NW (Strub *et al.*, 1987) y un aporte importante de aguas superficiales de origen subártico. La aparición de la CCC a fines del verano implica el debilitamiento de los vientos del NW y el acarreo de aguas de origen sureño (Lynn *et al.*, 1987). En la región costera al sur de 28°N, entre Punta Eugenia y Cabo San Lucas, se observó la máxima variabilidad de la TSM. Esta región es la que presenta la mayor área de plataforma continental (menores profundidades) por lo cual los cambios térmicos son más pronunciados (amplitud anual máxima) y más fácilmente perceptibles (fase). Aunado a esto, Roden (1971) mostró que en esta zona, que él define como zona de transición, confluyen en la superficie diferentes masas de agua: Agua de la CC del norte, Agua Tropical Superficial (ATS) del sur, Agua subtropical Superficial (AstS) del suroeste y Agua del Golfo de California (AGC). Es posible entonces que los intervalos y la variabilidad observados sean simplemente una respuesta a las condiciones oceanográficas dominantes por el aporte de estas masas de agua. Estudios recientes (*c.f.* Durazo y Baumgartner, 2000), sugieren que esta zona es la que manifiesta los mayores cambios como respuesta a forzamientos remotos y locales a escala interanual.

7.2. Análisis de Fourier

Los espectros de potencia (figura 9), mostraron que la frecuencia anual es la señal más energética. La zona costera desde la latitud 23 a 27 °N muestra los valores más energéticos para las señales anual y semianual, mostrando así que los procesos de mesoescala (giros, frentes, confluencia de masas de agua) en estas latitudes son más importantes que en cualquier otra parte de la zona de estudio. Esto coincide con la información de otros autores (Lynn *et al.*, 1987; Hickey, 1979; Gallaudet *et al.*, 1994), en donde se ha señalado la existencia de varios remolinos de mesoescala y la presencia de meandros energéticos; principalmente para la zona frente a Punta Eugenia y el sur de la península. Estos resultados refuerzan la información encontrada en el análisis armónico (sec. 6.3) y los diagramas de desviación estándar discutidos anteriormente.

Los espectros de potencia para la señal internual (figura 10) se caracterizaron por mostrar un pico energético, con un período de 2-4 años aproximadamente, período que se refleja en las series temporales de anomalía térmica registradas en el área de estudio (Fig. 13) y en el ecuador (NOAA). Es importante destacar que debido a la poca información con la que se cuenta para llevar a cabo este análisis, la certidumbre de sus resultados es pobre, por lo que estos resultados no son confiables (Emery *et al.*; 1997).

El análisis de autocorrelación (Fig. 11) mostró el intervalo temporal de la variabilidad costera. En esta zona la dependencia temporal de la señal de temperatura fue de 3 meses, mientras que en la zona oceánica fue aproximadamente de 4 meses. Como se sugirió anteriormente, esto implica que los cambios de TSM cerca de la costa ocurren más rápidamente que en la región oceánica.

7.3. Análisis Armónico.

Las amplitudes de la señal anual y semianual (Fig. 12) mostraron una distribución espacial muy similar, es decir, un decaimiento hacia la zona oceánica. Además, ambas presentan en la zona costera norte bajas amplitudes con respecto a la zona costera sur, en concordancia con la mayor desviación estándar

observada en esta zona. Los máximos de amplitud en ambas frecuencias ocurren en la zona costera entre Punta Eugenia y Los Cabos, región en donde se da una fuerte interacción entre las masas de agua dominantes en la superficie: ACC, ATS, AstS y AGC. Las aguas de origen ecuatorial y subtropical invaden la zona del sur desde marzo hasta mayo y durante el otoño, y se retraen hacia el sur durante el verano y el invierno (Roden, 1971; Lynn *et al.*, 1987). Este movimiento hacia el norte coincide con el debilitamiento de los vientos dominantes del NW (Strub *et al.*, 1987). Localmente, el viento es hacia el norte en el otoño-invierno y hacia el sur en la primavera-verano. Cerca de la costa (menos de 50 km) se ha observado un flujo de aguas provenientes del Golfo de California (Alvarado-Graef, 1998) las cuales bordean la península alrededor de Los Cabos y se mezclan con aguas de origen ecuatorial y subártico.

La fase de la señal anual alcanzó su máximo calentamiento a fines de agosto en la zona costera sur, mientras que la zona costera norte lo alcanza aproximadamente 20 días después. Igual desfase de días se observa al comparar la zona costera sur con la zona oceánica. Por otro lado, el borde costero sur del Pacífico nor-oriental muestra la misma fase encontrada por Soto-Mardones *et al.* (1999) en la Boca del Golfo de California. La señal semianual, mostró una fase equivalente a la mitad de la señal anual. Contrariamente a lo observado en la fase anual, se observó que en la zona costera la fase alcanzó su máximo en abril y mostró un retraso de alrededor de 15 días en relación con las zonas transicional y oceánica. Este retraso puede estar causado por la importancia que tienen otros procesos dinámicos (vientos, surgencias) sobre la zona costera a esta frecuencia.

7.4. Análisis Interanual de la TSM

La serie temporal de anomalía térmica filtradas mostró cuatro eventos cálidos asociados a El Niño (1982-83, 1986-87; 1992-1993 y 1997-98) y el evento frío de 1998-1999 asociado a La Niña.

La distribución espacial de anomalías interanuales mostró diferencias entre los diferentes eventos cálidos, con las máximas anomalías térmicas (~ 6 °C) observadas en el período 1997-1998. El evento cálido de 1982-83 fue observado con certeza a partir de 1983. En este año se observaron anomalías térmicas

positivas en la zona costera sur, con una fase de maduración de enero a septiembre de 1983, a diferencia de lo reportado por Herrera-Cervantes (1992), quien encuentra una maduración de enero a junio. Por otro lado también es distinguible el desplazamiento hacia la zona oceánica de las anomalías positivas, durante la fase de maduración, como lo reporta este autor. La distribución espacial de las anomalías interanuales durante los eventos de 1982-83, 1991-92 y 1997-98, mostraron un comportamiento similar en la propagación de las anomalías térmicas en respuesta al forzamiento ecuatorial y la expansión de la alberca de agua cálida del Pacífico Ecuatorial Oriental. Sin embargo, los tiempos de arribo de las señales, reflejadas por el tiempo de las máximas anomalías, fue diferente entre eventos. El evento cálido de 1986-87 mostró diferencias con los otros eventos. Durante la fase inicial se observó una invasión de aguas de mayor temperatura por las zonas oceánica y de transición, mientras que a lo largo de la zona costera se observó la intrusión de aguas frías asociadas con anomalías negativas. Este comportamiento fue diferente al observado en los otros eventos donde las anomalías interanuales de TSM indicaron claramente una invasión de aguas cálidas a lo largo de costa, y en plena fase madura, una invasión total de la zona de estudio por anomalías positivas.

Por otro lado, el evento frío de 1988-89 mostró desde su fase de inicio (a mediados de 1988) anomalías negativas a lo largo de costa y en plena fase madura (a principio de 1989) en toda la zona de estudio. El evento frío de 1995-1996 reportado en la literatura (Schwing *et al.*, 1997) no es detectado claramente en las anomalías interanuales de la Fig. 13 que muestra anomalías térmicas negativas muy débiles (~ -1 °C). Los mapas de distribución espacial, por otro lado, mostraron anomalías muy variables en la región y la carencia de un patrón claramente definido de dicho evento. Es probable que el efecto del evento frío 1995-96 se haya presentado preferencialmente en la zona frente a California, Estados Unidos, al norte de la zona de estudio considerada en este trabajo. Es preciso señalar sin embargo que no existen estudios paralelos frente a Baja California durante ese período que permitan establecer una comparación entre estas dos regiones.

8. CONCLUSIONES

El análisis de la señal superficial de temperatura medida con sensores infrarrojo (AVHRR) desde el espacio, permite establecer las siguientes conclusiones:

- La distribución del promedio total de la TSM mostró las mayores temperaturas en la zona sur ($\sim 25\text{ }^{\circ}\text{C}$) y menores en el norte ($\sim 17\text{ }^{\circ}\text{C}$), con mínimos secundarios cerca de la costa asociados a procesos de surgencias .
- La frecuencia anual es la señal más energética, mostrando un orden de magnitud mayor que la señal semianual y hasta dos ordenes de magnitud que la señal interanual.
- Las amplitudes de la señal anual y semianual mostraron una distribución espacial muy similar, es decir, una disminución en sus valores hacia la zona oceánica. La fase de la señal anual alcanzó su máximo calentamiento a fines de agosto en la zona costera sur, y 20 días después en la zona costera norte. Así mismo, el desfase entre la zona costera sur y la zona oceánica fue de 20 días. La señal semianual mostró una fase equivalente a la mitad de la señal anual. Se encontró también que la fase semianual alcanzó su máximo en abril en la zona costera y 15 días antes en la zona transicional y oceánica, contrariamente a lo observado en la fase anual, ya que en esta fase la zona costera alcanza el valor máximo antes que cualquier otra zona.
- Las anomalías interanuales de la TSM indicaron claramente cuatro eventos cálidos asociado a El Niño (1982-83, 1986-87; 1992-1993 y 1997-98) y un evento frío asociado a La Niña (1988-89). La distribución espacial de anomalías interanuales mostró diferencias de un evento cálido a otro. Los eventos cálidos de 1982-83, 1991-93 y 1997-98 y el evento frío de 1988-89, presentaron inicialmente las máximas anomalías térmicas a lo largo de la costa con una expansión posterior a toda la zona estudio. El evento de 1986-87 invadió solamente la zona oceánica y el evento frío 1995-96 mostró anomalías térmicas muy débiles.

9. REFERENCIAS.

- Alvarado-Graef, P., 1998. Estructura hidrográfica y circulación costera frente a Baja California Sur, en el Pacífico y en el Golfo. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B.C.
- Bakun, A., R.M. Douglas y F. Mayo, 1974. The mean annual cycle of coastal upwelling off western North America as observed from surface measurements. *Fishery Bulletin*, 72, no. 3, 843-844.
- Bendat, J.S. y A.G. Piersol, 1986. Random Data. John Wiley & Sons. E.U. A. 566 pp.
- Durazo, R. y T. Baumgartner, 2000. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, enviado.
- Emery, W. y R. Thomson, 1997. Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon Press, Gran Bretaña. 422- 423 pp.
- Gallaudet, T.C. y J.J. Simpson, 1994. An empirical orthogonal function analysis of remotely sensed sea surface temperature variability and its relation to interior oceanic processes off Baja California. *Remote Sensing of Environment*, 47, 375-389.
- Gómez, J. y H. Vélez, 1982. Variaciones estacionales de la temperatura y salinidad en la región costera de la Corriente California. *Ciencias Marinas*, 8, 167-176.
- Herrera-Cervantes, H., 1992. Propagación de señales de baja frecuencia en la temperatura superficial del mar analizadas a partir de datos de satélite en el pacífico nor-oriental. Tesis de maestría, CICESE, Ensenada, B.C., México. 63 pp.

- Hewitt, R.P., 1988. Historical review of the oceanographic approach to fisheries research. *CalCOFI Reports*, 29, 27-41.
- Hickey, B.M., 1979. The California Current System- hypotheses and facts, *Progress in Oceanography*, 8, 191-279.
- Lynn, R.J., K.A. Bliss y L.E. Eber, 1982. Vertical and horizontal distributions of seasonal mean temperature, salinity, sigma-t, stability, dynamic heighth, and oxygen saturation in the California Current, 1950 -1978. *Calcofi*, Atlas No. 30.
- Lynn, R.J., y J.J. Simpson, 1987. The California Current System: the seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 92, 12947-12966.
- Lynn, R.J., F.B. Schwing y T.L. Hayward, 1995. The effect of the 1991-1993 ENSO on the California Current System, *Calcofi Reports*, 36, 57-71.
- Lynn, R.J., T. Baumgartner, J. Garcia, C.A. Collins, T.L. Hayward, K.D. Hyrenbach, A.W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F.B. Schwing, K.M. Sakuma y M.J. Tegner, 1998. The state of the California Current, 1997-1998: transition to El Niño conditions. *Calcofi Reports*, 39, 25-49.
- Murphree, T. y C. Reynolds. 1995. El Niño y La Niña effects on the Northeast Pacific: The 1991-1993 and 1988-1989 events. *Calcofi Reports*, 36, 45-56.
- Mysak, L.A., 1986. El Niño, interannual variability and fisheries in the Northeast Pacific Ocean. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 43, 464-497.
- Parés S.A., M. López y E.G. Pavía, 1997. Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana.

- Páres S.A. y J.J. O'Brien, 1987, The seasonal and interannual variability of the California Current System: A numerical model, *Journal of Geophysical Research*, 94, 3159-3180.
- Pickard, G.L. y W.J. Emery, 1982. Descriptive Physical Oceanography, Pergamon Press, Gran Bretaña, 249 pp.
- Soto-Mardones, L., S.G. Marinone., A. Páres-sierra, (1999). Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 25(1): 1-30.
- Roden, G.I., 1971. Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3462-3475.
- Simpson, J.J., 1983. Large -scale thermal anomalies in the California Current during 1982-1983 El Niño, *Geophysical Research Letters*, 10, 937-940.
- Strub, P.T., J.S. Allen, A. Huyer y R.L.Smith, 1987. Seasonal cycles of currents, temperature, winds, and sea level over the northeast pacific continental shelf: 35°N to 48°N. *Journal of Geophysical Research*, 92, 1507-1526.
- Schwing, F.B., T.L Hayward, K.M. Sakuma, T. Murphree, A.S. Mascarenas Jr., S.I. Larios, A.W. Mantyla, S.L. Cummings, F.P. Chávez, K. Baltz, y D.G. Ainley. 1997. The state of the california current, 1996-1997: Mixed signals from the tropics. *Calcofi Reports*, 38, 22-48.
- Sverdrup, H.V., M.W. Johnson y R.H. Fleming, 1942. The Oceans: their physics, chemistry and biology. Prentice-Hall, Inc. Nueva York, 1087 pp.

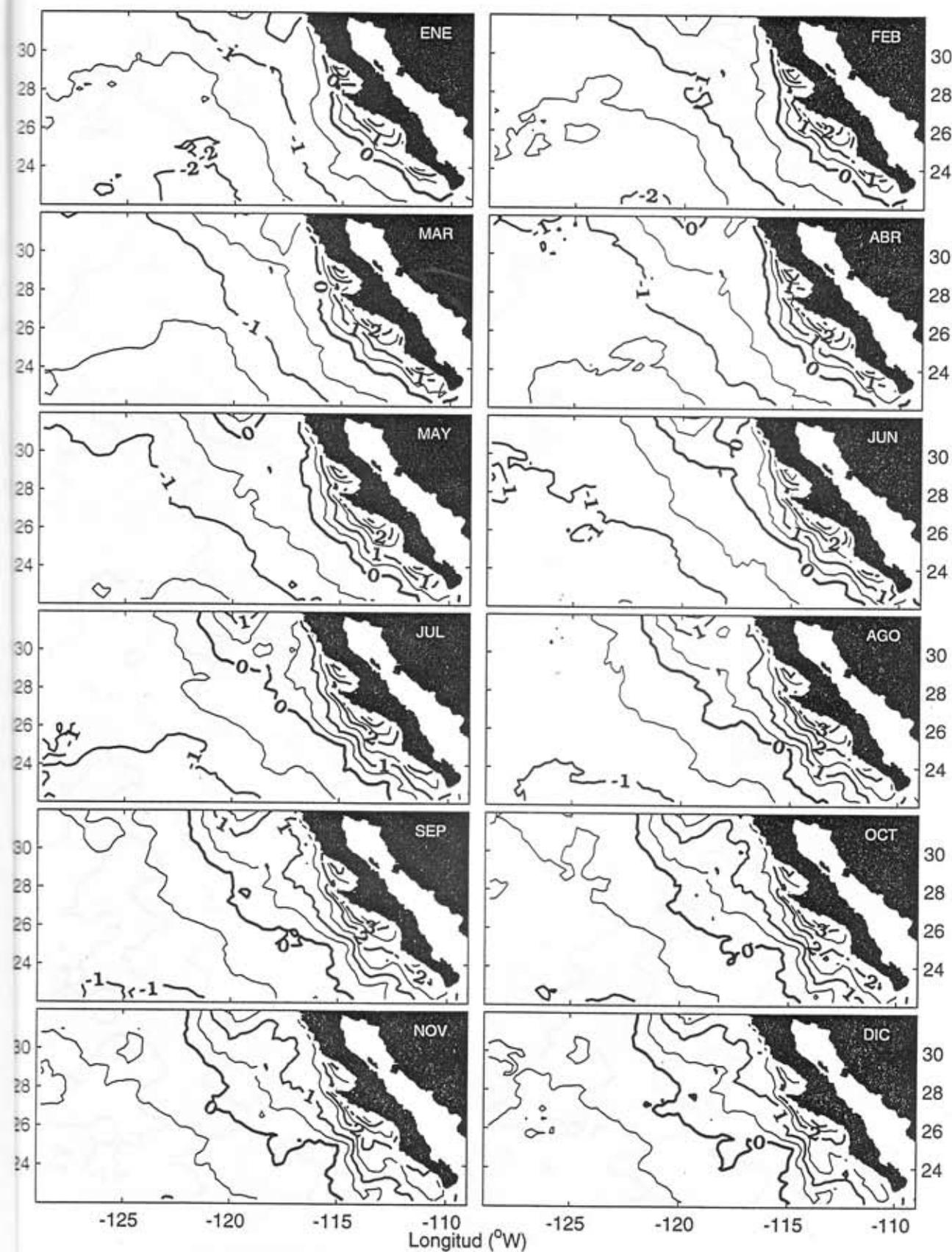


Figura 14.1- Anomalias termales interanuales para 1983

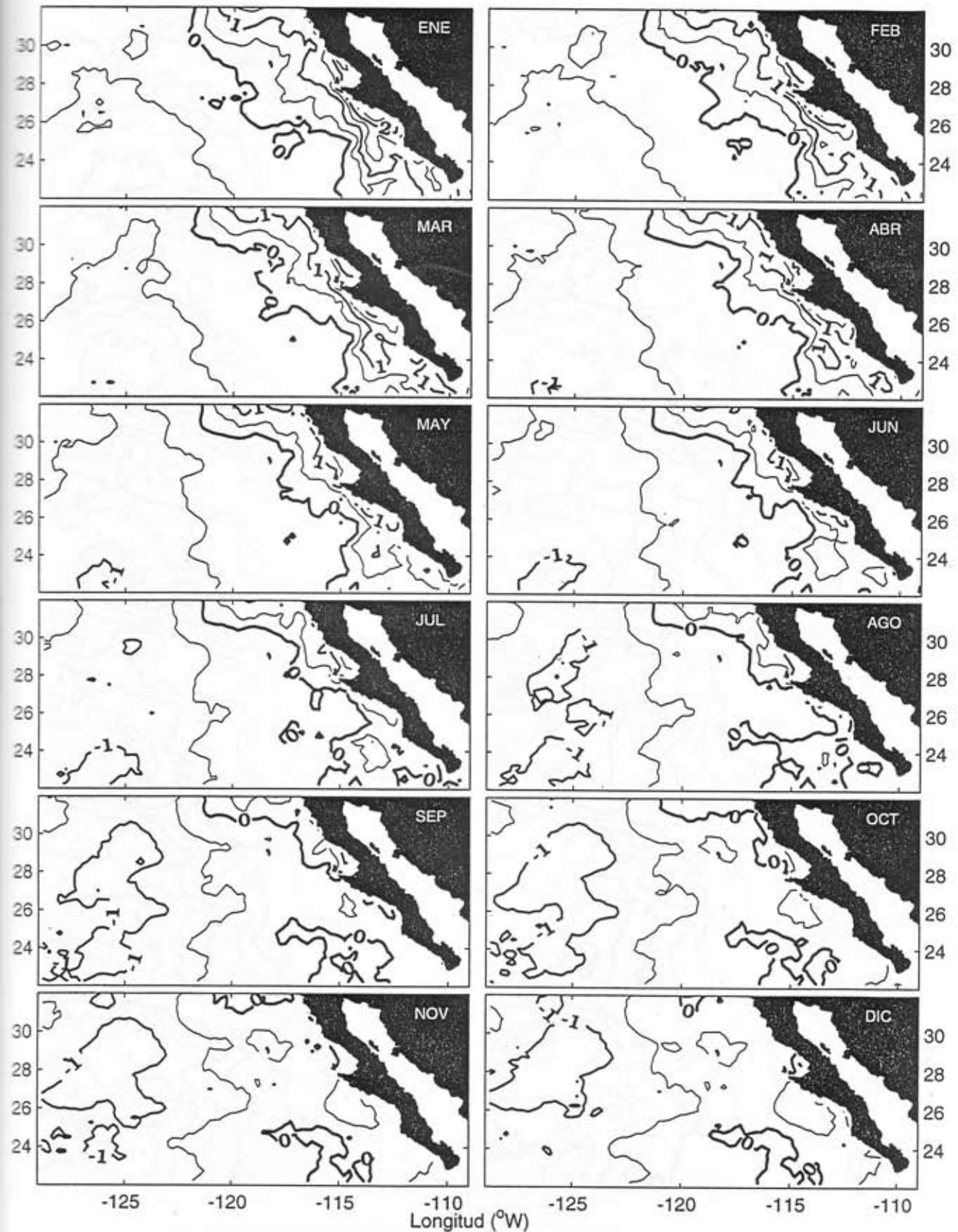


Figura 14.2- Anomalías termales interanuales para 1984

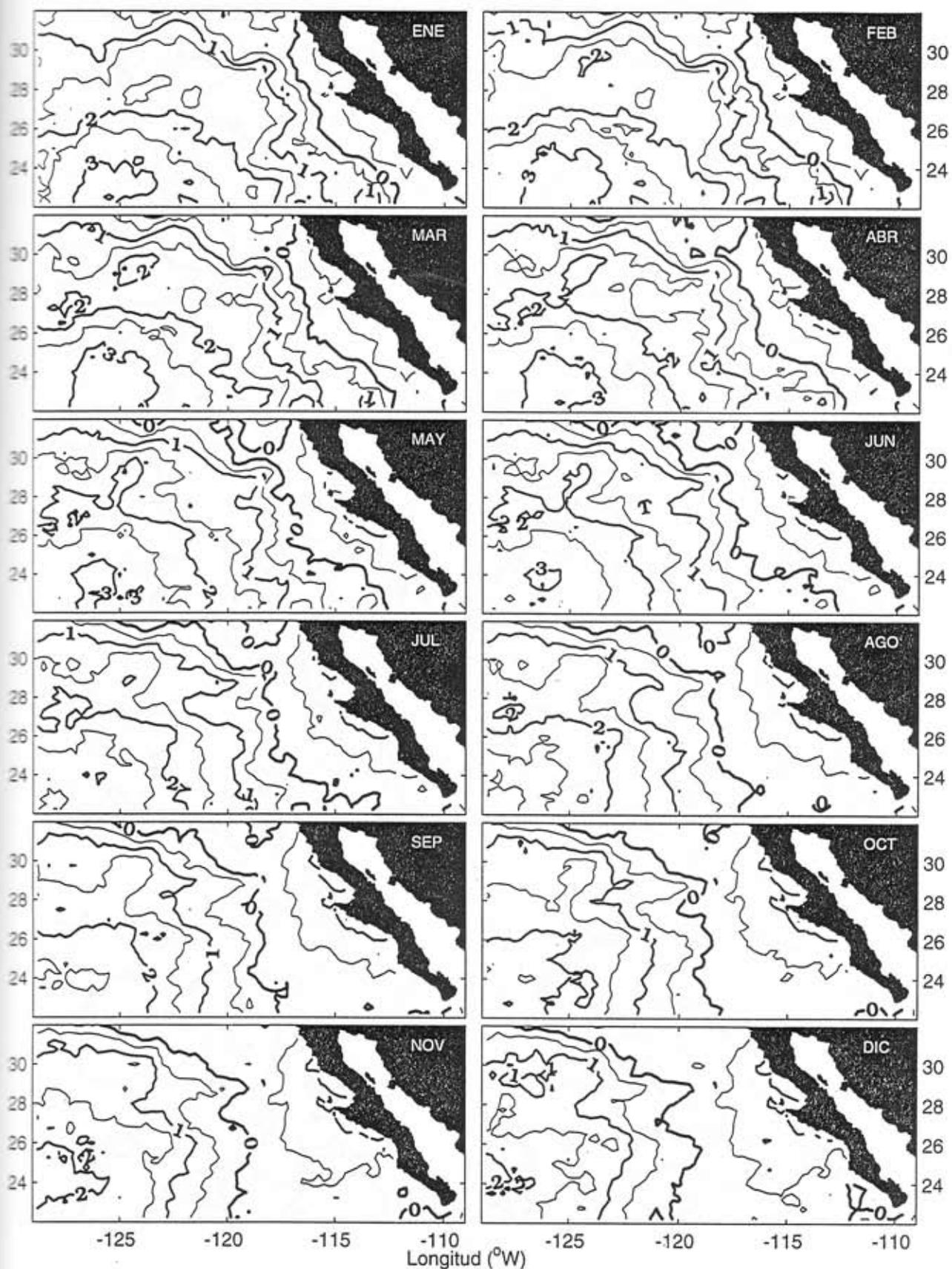


Figura 14.3- Anomalías termales interanuales para 1986

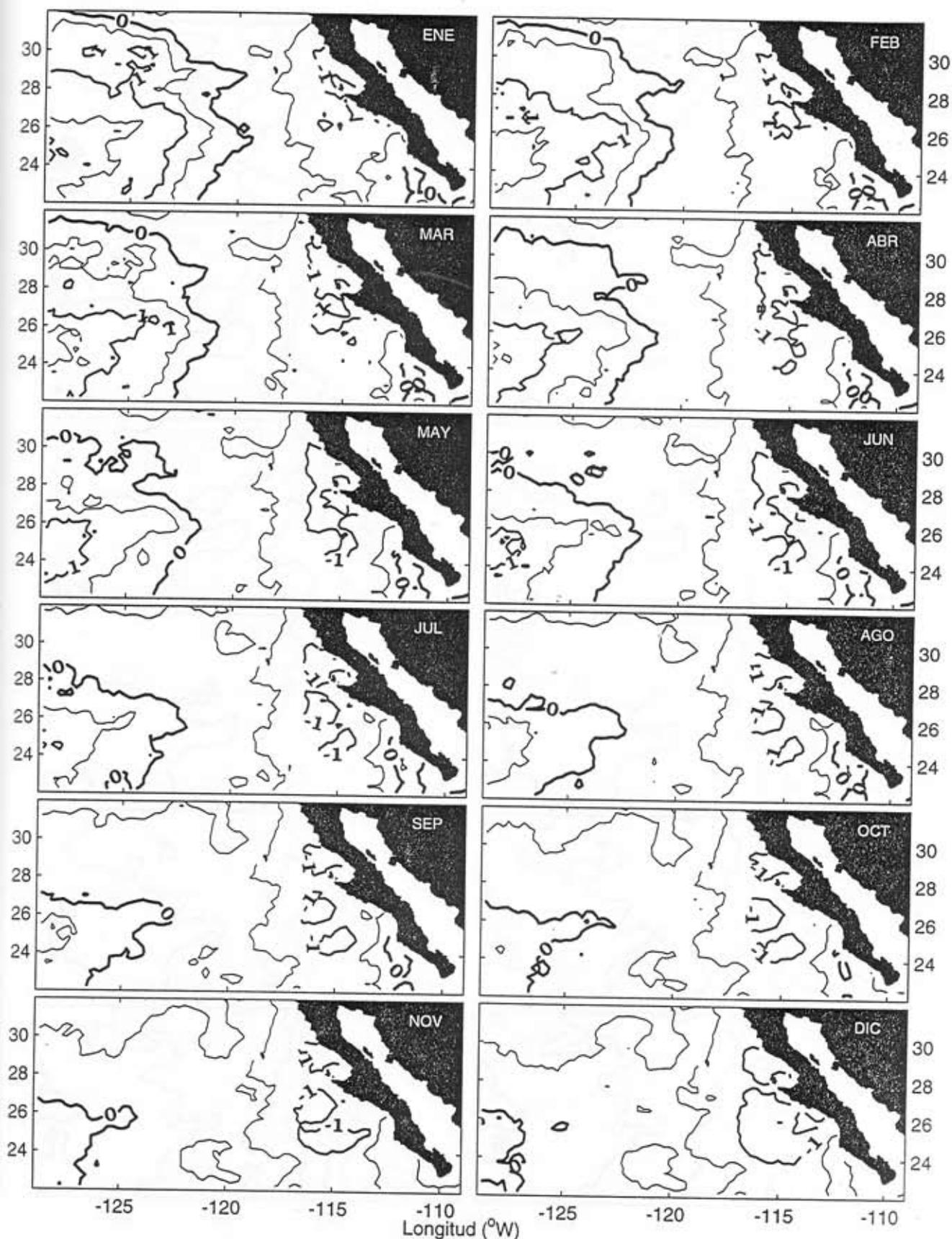


Figura 14.4- Anomalías termales interanuales para 1987

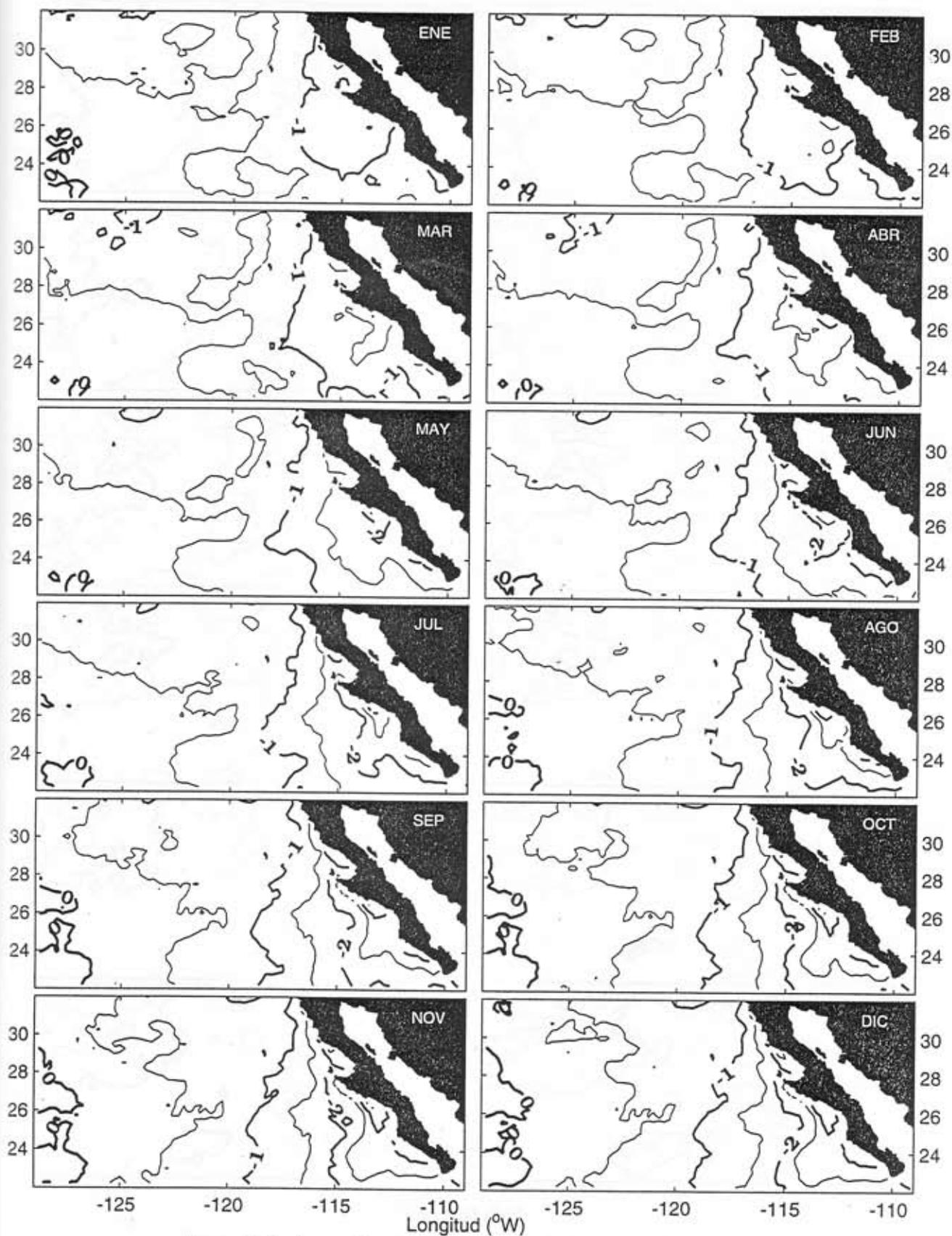


Figura 14.5- Anomalías termales interanuales para 1988

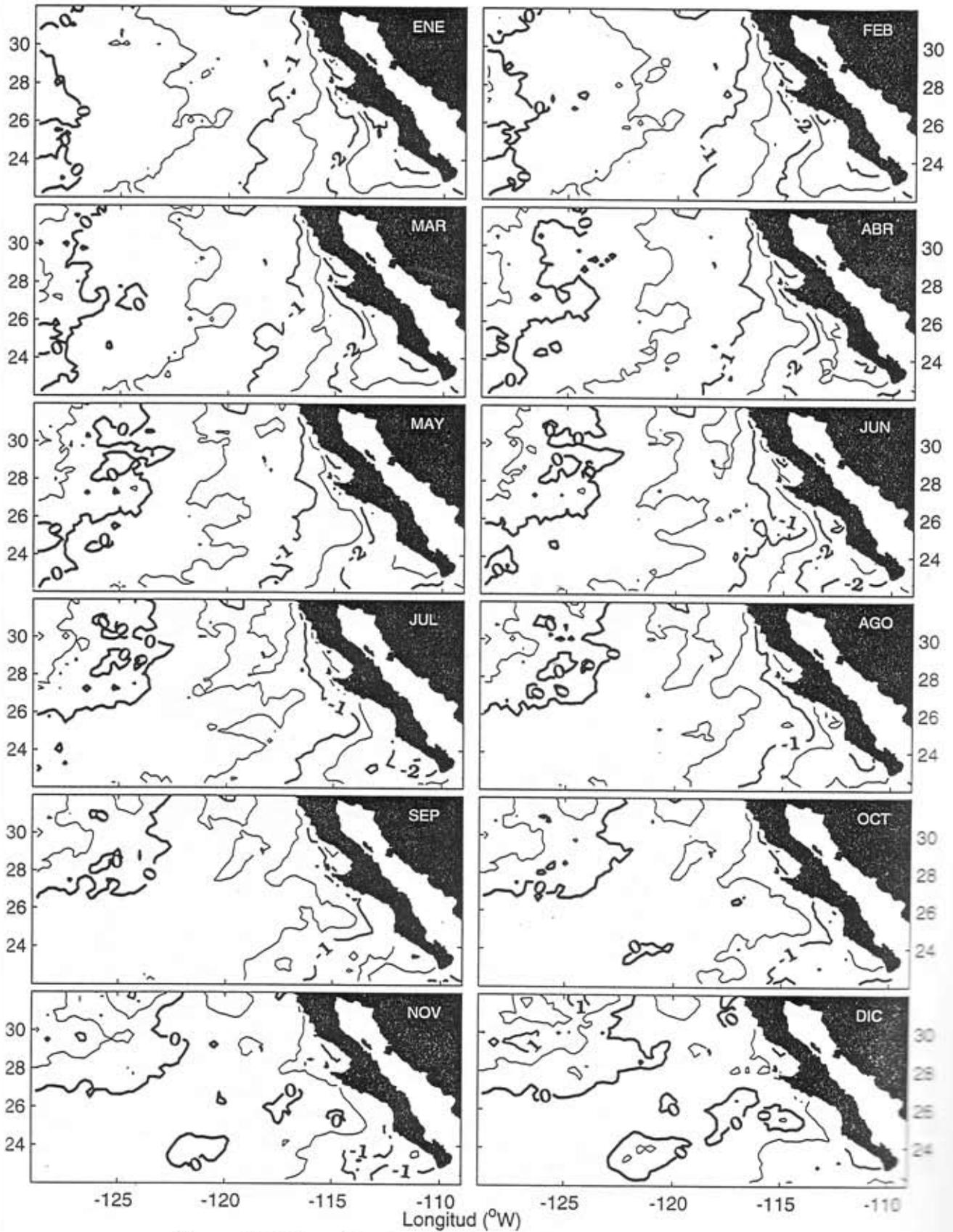


Figura 14.6- Anomalías termales interanuales para 1989

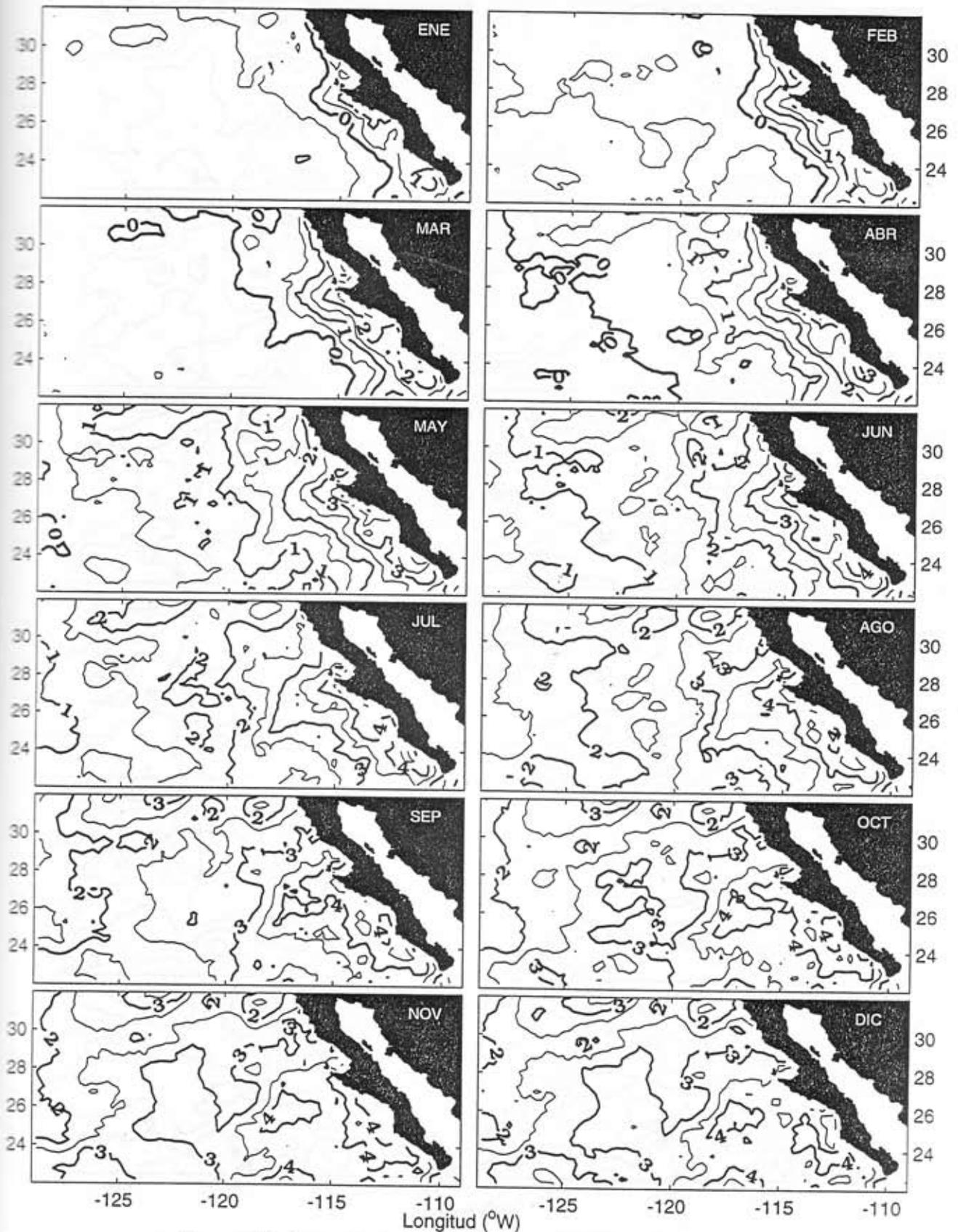


Figura 14.7- Anomalías térmicas interanuales para 1992

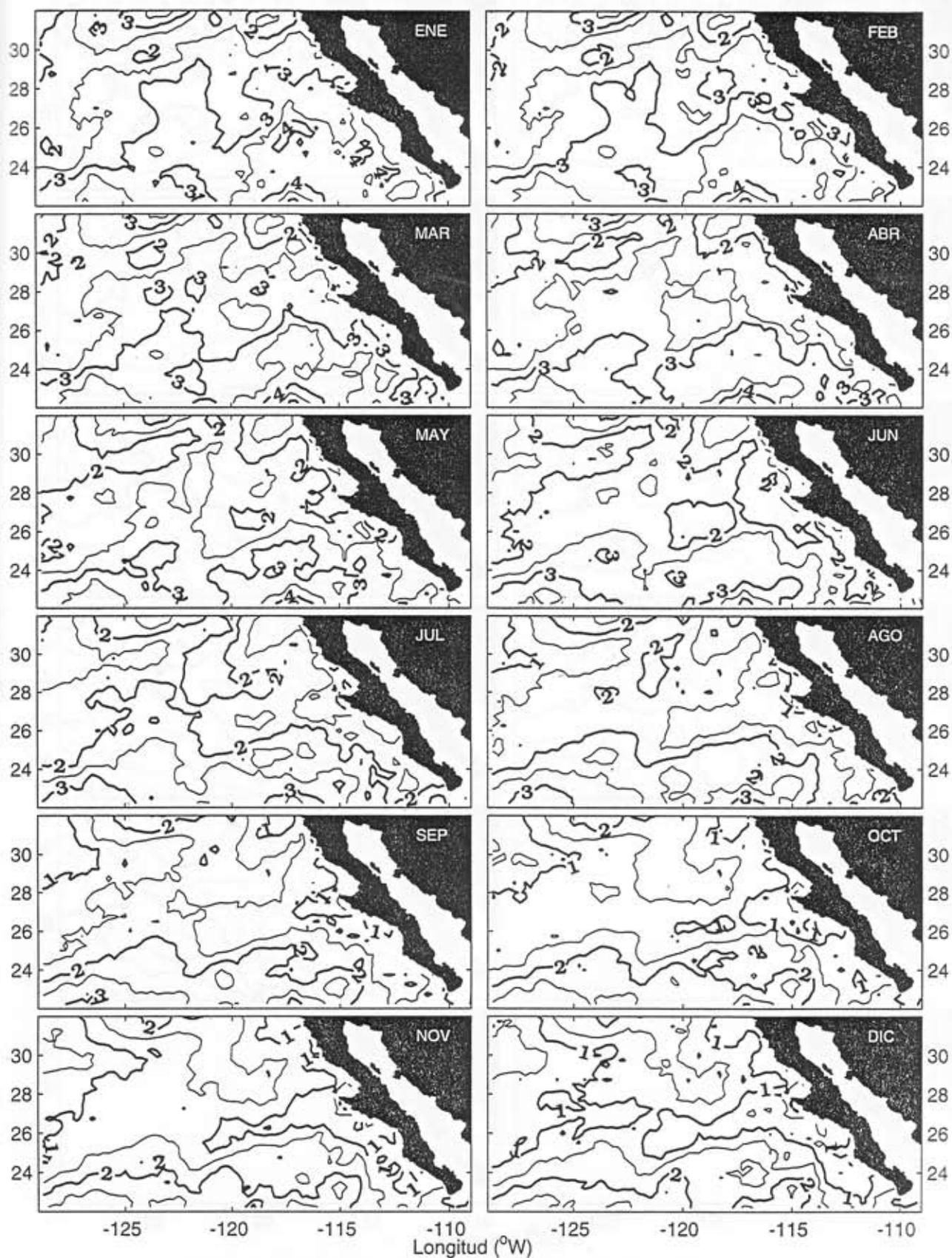


Figura 14.8- Anomalías termales interanuales para 1993

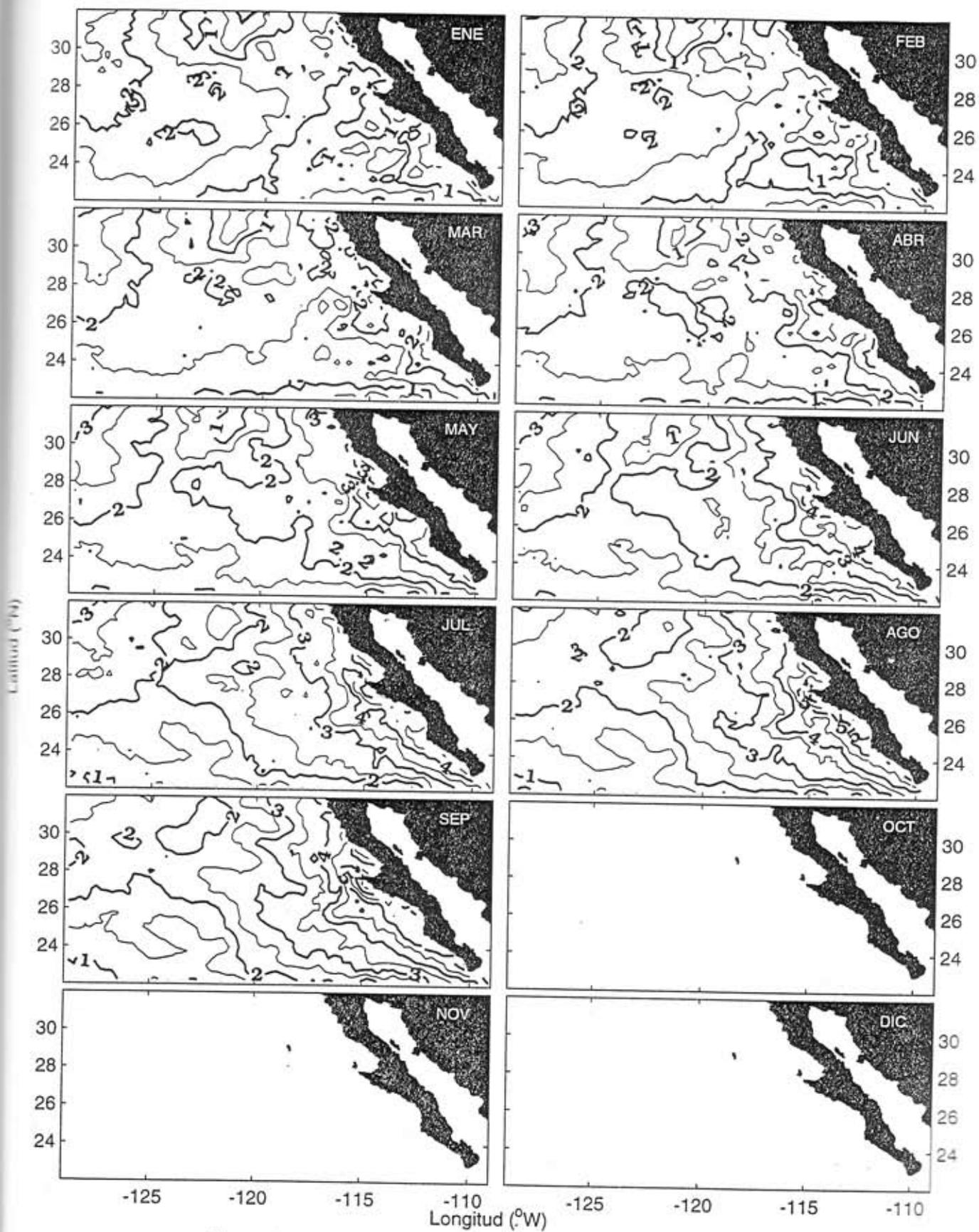


Figura 14.10- Anomalías térmicas interanuales para 1997