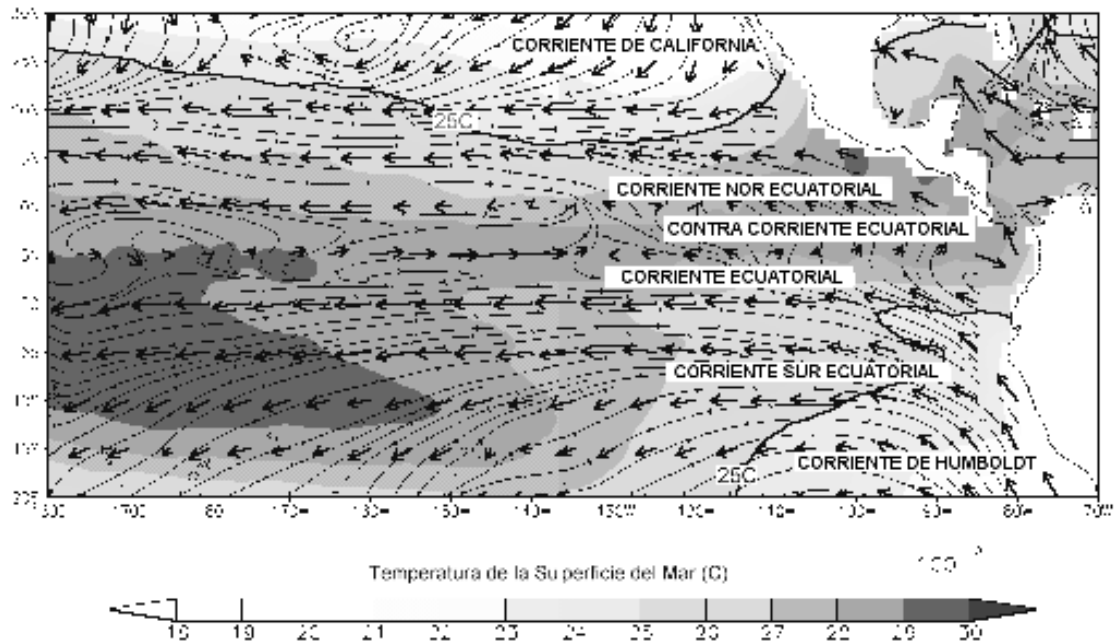


### 3 Oceanografía y El Niño

**A. Trasviña<sup>6</sup>, D. Lluch Cota<sup>7</sup>, A.E. Filonov<sup>5</sup> y A. Gallegos<sup>8</sup>**

#### *El Pacífico mexicano*

El impacto de El Niño en los mares mexicanos parece ser más claro en el Pacífico. Las interacciones de esta región con el Pacífico ecuatorial del este, donde es máxima la señal de El Niño, resulta en cambios en la estructura y dinámica de los mares mexicanos, que alteran el clima y las actividades pesqueras regionales. Las alteraciones en la actividad de la Zona InterTropical de Convergencia (ZITC) en el Pacífico Mexicano pueden incluso sentirse en el Caribe sin embargo, la amplitud de la señal en esta región es mucho menor que en el Pacífico nororiental.



**Fig. 3.1 Climatología de corrientes marinas (cm/s) y temperatura superficial del mar.**

El Pacífico Mexicano se extiende desde la entrada del Golfo de California hasta la frontera sur de México, donde comienza el Pacífico Tropical Oriental Centroamericano. Una forma de identificar la frontera norte del Pacífico Mexicano es en términos de la posición de la isoterma de 25°C, utilizada tradicionalmente en oceanografía para localizar el extremo de las masas de aguas tropicales superficiales (Fig. 3.1).

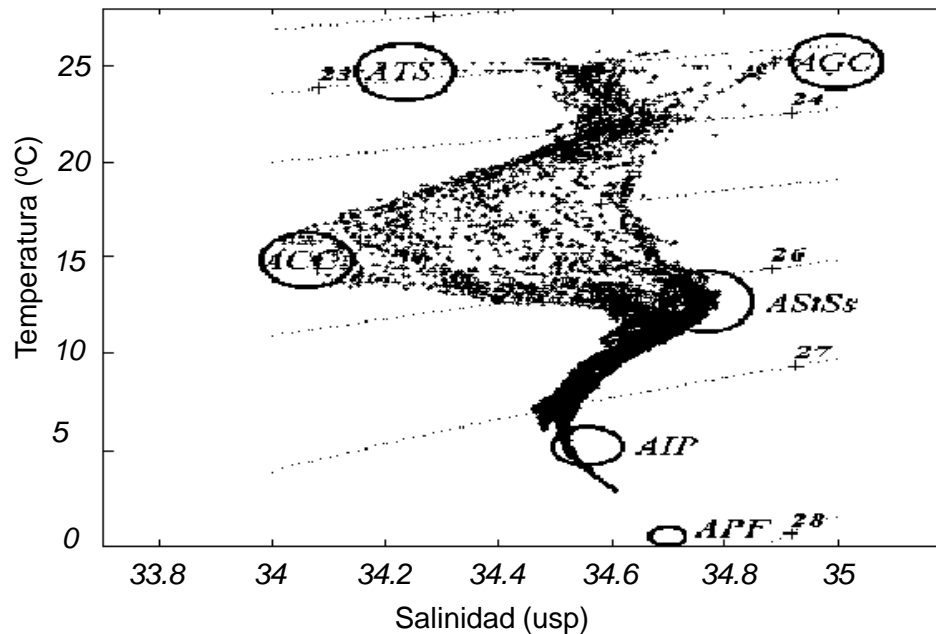


Fig. 3.2. Diagrama TS típico de la boca del Golfo de California, construido a partir de datos de 25 perfiles verticales de temperatura y salinidad, hasta los 800 m de profundidad. Los círculos indican las posiciones de los índices TS de las masas de agua típicas de la zona. La salinidad está en unidades de salinidad práctica (usp). Según la nueva definición, corresponden aproximadamente a gramos de sal por kilogramo de agua. La densidad se escribe restando 1000 de su valor real. Por ejemplo una densidad de 23 es en realidad  $1023 \text{ kg m}^{-3}$ .

En el límite norte, aguas de tipo subártico de la Corriente de California y aguas ecuatoriales de alta salinidad del Golfo de California (Fig. 3.2) se encuentran con las aguas tropicales que provienen del sur.

Hacia el ecuador, la frontera del Pacífico Mexicano es geográfica y limita con los mares centroamericanos, donde la Contracorriente Ecuatorial alcanza estacionalmente la costa, cubriendo la superficie con aguas de alta salinidad y pobres en nutrientes. Es a través de esta frontera sur que las aguas ecuatoriales superficiales y tropicales superficiales avanzan hacia el norte por la Corriente Costera de Costa Rica, como un flujo estacional que acarrea aguas de baja salinidad a lo largo de la costa de Centroamérica y del sur de México.

Del comportamiento de las corrientes de gran escala dependen en gran medida las temperaturas superficiales del océano, los flujos de humedad hacia la atmósfera y consecuentemente el clima costero, desde Baja California hasta Chiapas. Los mares mexicanos tienen un ciclo anual que puede variar interanualmente. Así, en ocasiones se ve alterado por eventos de calentamiento como El Niño, o de enfriamiento, como La Niña.



**Los mares mexicanos tienen variaciones interanuales, con calentamientos o enfriamientos relacionadas con El Niño o La Niña.**

Existe la tendencia a pensar en los mares tropicales como regiones de baja productividad y de poco interés económico. Este no es el caso del Pacífico Tropical Mexicano, pues de allí proviene, entre otras, la mayor parte de nuestra producción atunera. Al existir gran variabilidad interanual en los mares mexicanos, las zonas productivas también cambian.

La temperatura superficial del mar es una de las variables más importantes en el estudio del océano, por relacionarse directamente con el intercambio de energía (calor) y de humedad con la atmósfera baja. Los patrones de temperatura responden a los cambios atmosféricos (vientos y lluvias), oceánicos (corrientes y surgencias) y a la radiación solar. Por ello, en el contexto del clima, los estudios se centran en esta variable. Sin embargo, el estudio del océano requiere de mucha más información.

La oceanografía física utiliza relaciones entre las variables de estado para describir las características del mar, como se hace en los diagramas de temperatura y salinidad (TS), con los que se analiza el comportamiento de las masas de agua. Los esquemas TS definen la termodinámica de los cuerpos de agua y sus cambios con la profundidad. Es posible calcular isolíneas de densidad en el océano, con ayuda de la ecuación de estado del agua de mar y superponerlas en el diagrama para identificar masas de agua. Aunque la profundidad no aparece de manera explícita, se sabe que las temperaturas altas corresponden a la superficie y las bajas al fondo. Las densidades más bajas están siempre en la superficie.

Cuando se grafican los datos de temperatura y salinidad desde la superficie hasta el fondo, el diagrama TS proporciona información útil sobre las características de las masas de agua. Así:

- i) Las masas de agua presentan una gran variabilidad en la temperatura y salinidad en superficie, debido a la influencia que reciben de la atmósfera y la radiación solar. Es a causa de esta influencia que todas las masas de agua se forman en la superficie.
- ii) Conforme aumenta la profundidad y disminuye la temperatura, aparecen inflexiones en la curva TS que representan masas de agua que alguna vez estuvieron en superficie, y que se hundieron debido a procesos termodinámicos que aumentaron su densidad. Las bajas súbitas en temperatura o incrementos dramáticos de salinidad son capaces de hundir masas de agua. Esto ocurre comúnmente en los mares árticos o antárticos, o en regiones de convergencia de la circulación, donde las características de temperatura y salinidad (índices TS) de las masas de agua, se conservan en su trayecto bajo la superficie.
- iii) Los datos tomados en el fondo del mar describen a las masas de agua más densas, como las que se localizan en el Mar de Wedell en el Océano Antártico.

Un diagrama TS típico de la entrada al Golfo de California, muestra la presencia de masas de agua de orígenes muy diversos (Fig. 3.2). Por ejemplo, las zonas de superficie con temperaturas mayores a 20°C presentan la mayor dispersión de valores. Algunos de los perfiles TS son influenciados por la masa de Agua Tropical Superficial (ATS) que se forma miles de kilómetros al sur. Otras zonas con baja temperatura presentan valores más cercanos a los que definen a la masa de Agua del Golfo de California (AGC) con temperaturas entre 15 y 20°C, características de las Aguas de la Corriente de California (ACC). Las (ACC) pueden tener valores altos de salinidad, lo cual indica que en esta capa se da la mezcla con aguas del Golfo de California. Por debajo de la Corriente de California, se encuentran zonas con temperaturas de alrededor de 12°C, características de las masas de Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs), que tienen un máximo de salinidad de 34.8, característico de las aguas del Pacífico Tropical Oriental, al norte del Ecuador. Otra característica de esta masa de agua es que su núcleo se centra en los 200 m de profundidad, después de la cual la dispersión de los valores es cada vez menor. Así, a los 5°C aparece el mínimo de salinidad típico de las Aguas Intermedias del Pacífico (AIP), que tienen su núcleo en los 500 m de profundidad y se encuentran en todo el océano Pacífico, desde su origen en la convergencia Antártica (aprox. 50°S), hasta latitudes de 50°N o más. Finalmente, los valores más profundos tienden hacia el índice TS de la masa de agua Pacífica de Fondo (APF), que es la más densa de la región.

Siguiendo los análisis TS para el Pacífico Mexicano, se pueden definir sus características físicas. Así, se sabe que existen diversas masas de agua en el Pacífico Oriental (Fig. 3.3), (Emery y Dewar, 1982). El área surecuatorial del Pacífico Ecuatorial Oriental se caracteriza por una masa de agua superficial cálida y salina (35 usp) identificada como Agua del Pacífico Ecuatorial (APE) (Sverdrup, 1942). Bajo ésta se encuentra el Agua Intermedia del Antártico (AIA), también conocida como Agua Intermedia del Pacífico (AIP) y que se identifica claramente por el mínimo de salinidad (34.5 usp) a 5°C. Hacia el norte, entre 5°S y 5°N, la superficie se caracteriza por baja salinidad (33 usp) que se incrementa rápidamente bajo la superficie hasta un máximo subsuperficial a 14°C, donde se origina el Agua Tropical Superficial (ATS). La baja salinidad del ATS se debe probablemente a la dilución de la APE, con agua de precipitaciones y aportes de ríos. En esta zona se observan mínimos de salinidad que definen las AIA en profundidades intermedias. El área más al norte del Pacífico mexicano se extiende desde el Golfo de Tehuantepec (14°N) hasta la entrada al Golfo de California (20°N), presentando una amplia variedad de curvas TS, con máximos y mínimos de salinidad subsuperficial. El máximo en la salinidad se encuentra inmediatamente por debajo de la termoclina y de las zonas de surgencia, en donde por efecto de la misma circulación, afloran aguas ricas en nutrientes.

La circulación de gran escala del Pacífico Tropical Oriental fue descrita por Wyrtki (1965) utilizando datos de la deriva de buques. Por mucho tiempo fue la única información disponible sobre las corrientes de gran escala en el Pacífico Oriental. Hoy en día se cuenta con nuevos análisis y observaciones (Meehl 1982), que permiten estudiar, no sólo el estado medio anual del Pacífico mexicano, sino también los cambios que experimenta año con año.



**Durante mucho tiempo, la circulación de gran escala del Pacífico Tropical Oriental se describió utilizando datos de la deriva de buques.**

Así, se tiene que en el Pacífico Oriental se encuentran:

- i) la Corriente de California,
- ii) la Corriente Surecuatorial,
- iii) la Contracorriente Ecuatorial y
- iv) la Corriente Costera de Costa Rica.

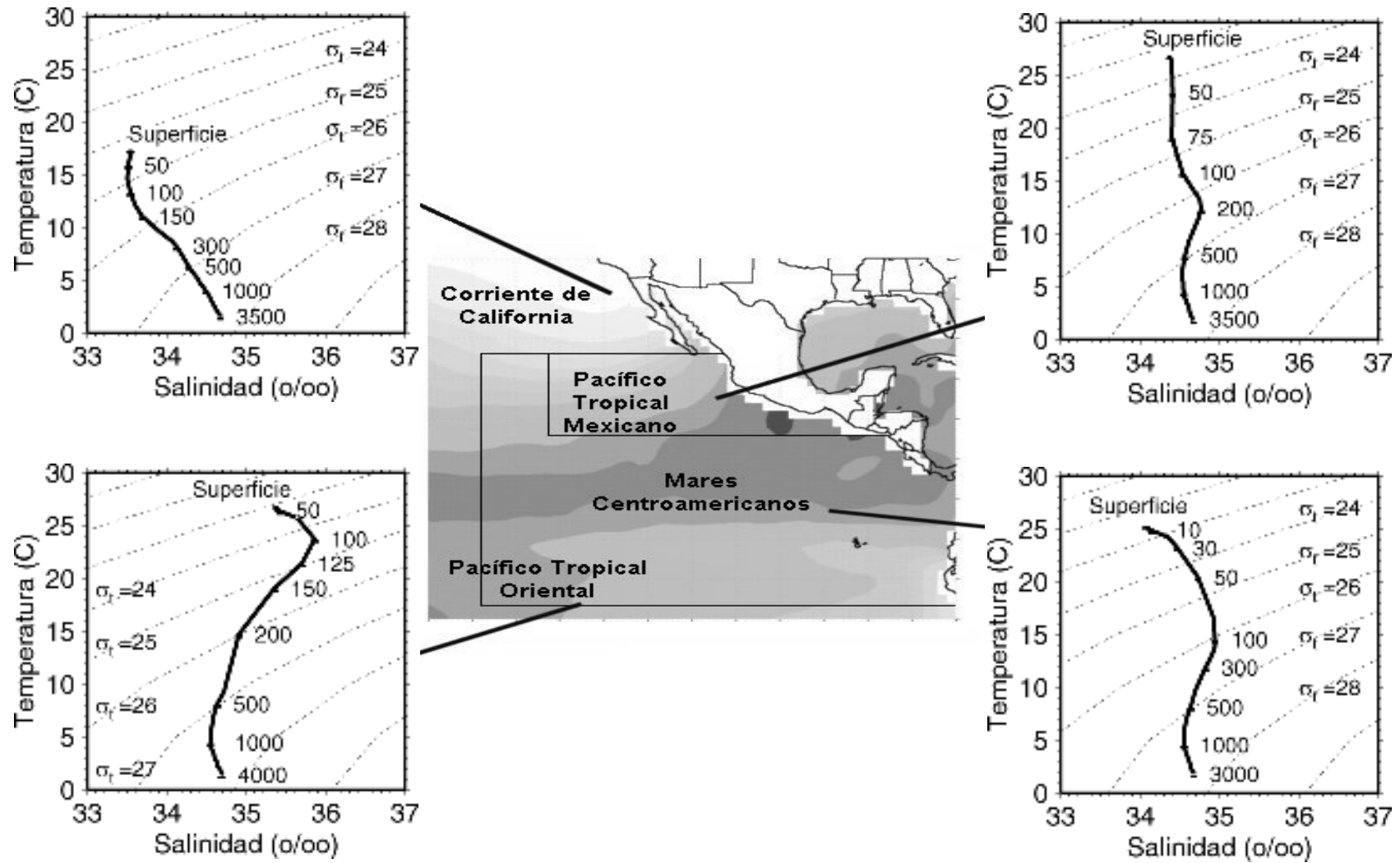
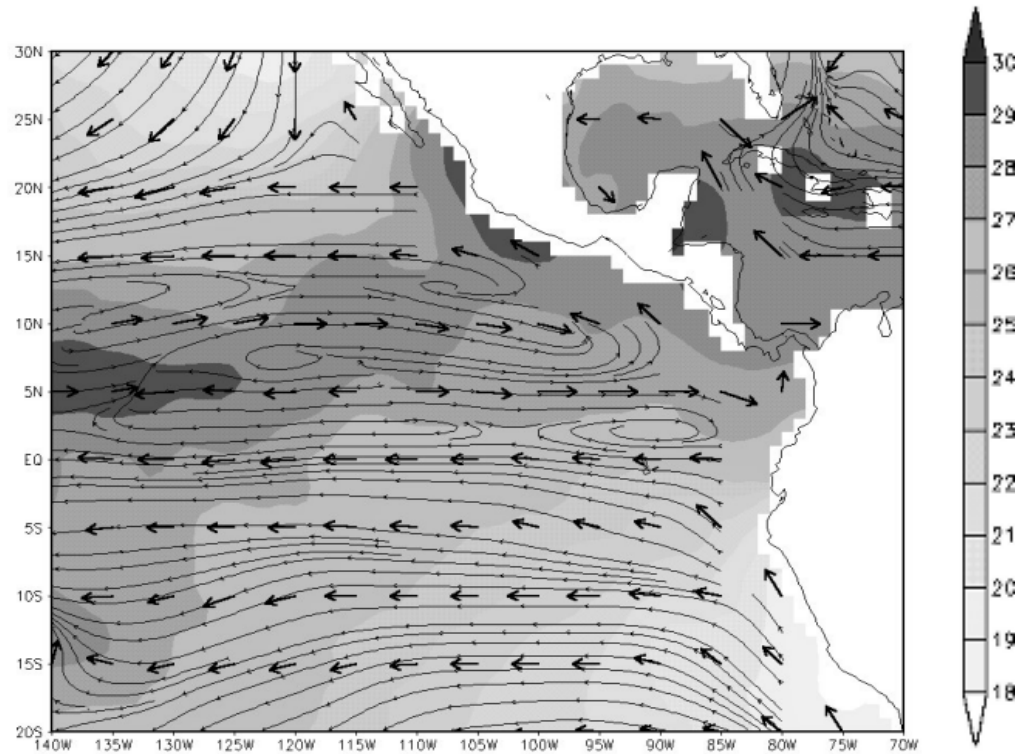


Fig. 3.3. Masas de agua del Pacífico Oriental en la región de la corriente de California, el Pacífico Tropical Mexicano, los mares Centroamericanos, y el Pacífico Ecuatorial Oriental.

Wirtki observó tres regímenes de circulación estacional:

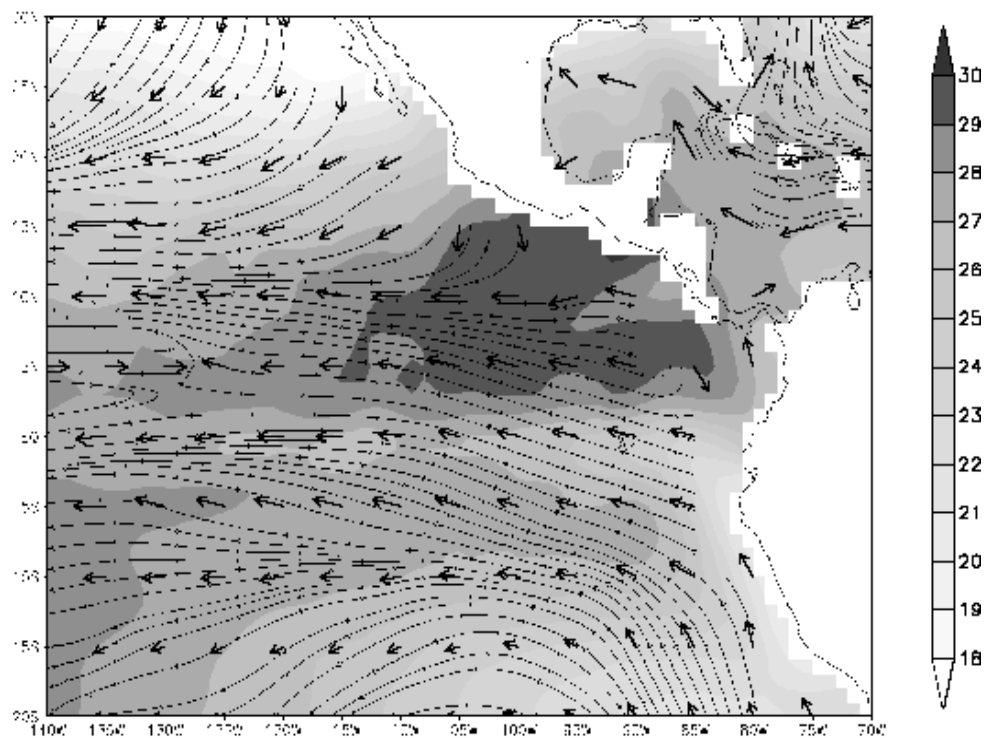
De agosto a diciembre tanto la Corriente Surecuatorial como la Contracorriente Ecuatorial son intensas (Fig. 3.4a). La contracorriente fluye hacia la costa, se une a la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) en su flujo hacia el norte y posteriormente entra en la región de la Corriente Norecuatorial entre 10 y 20°N. En el norte, la Corriente de California se separa de la costa de Baja California (25°N), alimentando la Corriente Norecuatorial.



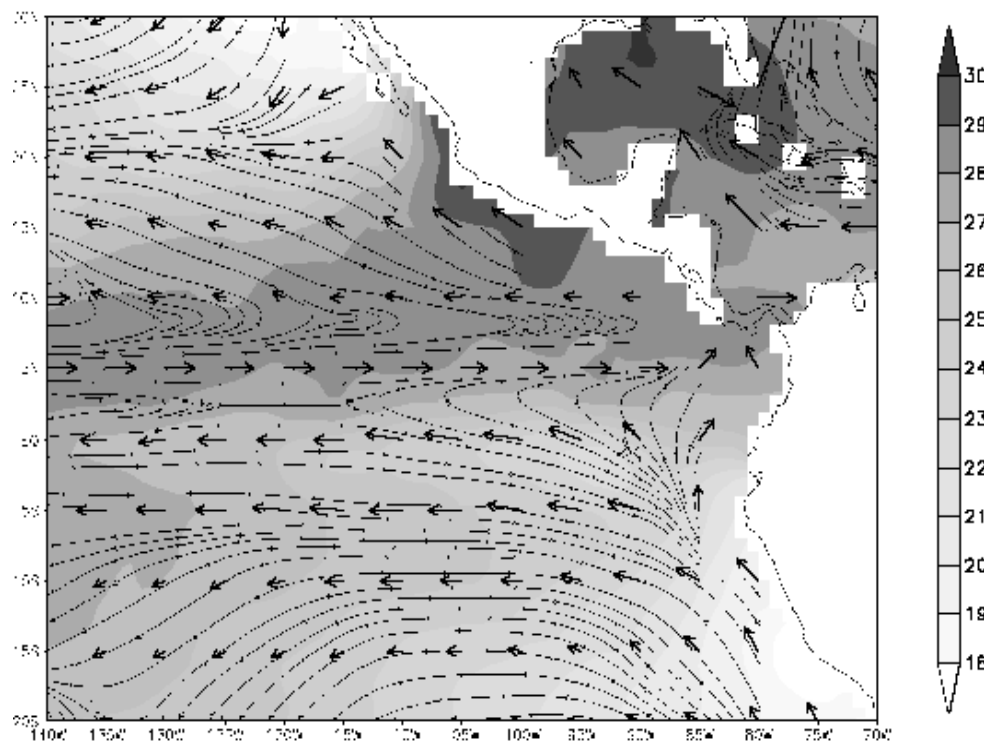
*Fig.3.4a Corrientes y temperatura media superficiales durante octubre.*

De febrero a abril, la corriente de California se intensifica y penetra hacia el sur hasta 20°N (Fig. 3.4b). La Contracorriente Ecuatorial está ausente durante este período y es reemplazada por un flujo variable hacia el oeste o noroeste. La Corriente Surecuatorial es débil y muestra movimientos ocasionales hacia el este, cerca del ecuador. La Corriente Costera de Costa Rica también está ausente. En los golfos de Tehuantepec y Panamá existen flujos hacia afuera de la costa por el efecto local de vientos, como los ocurridos en periodos de Norte (ver capítulo 2).

De mayo a julio (Fig. 3.4c) la Contracorriente Ecuatorial se forma de nuevo y la mayor parte de sus aguas fluyen hacia el norte, cerca de la costa, para alimentar la Corriente Costera de Costa Rica.



*Fig.3.4b. Corrientes y temperatura media superficiales durante abril.*



*Fig.3.4c. Corrientes y temperatura media superficiales durante julio.*



Además de la circulación y las características de las masas de agua, se deben considerar algunos elementos adicionales del Pacífico Oriental, como la topografía de la termoclina del Pacífico Tropical Oriental, que fue descrita por Cromwell (1958) a partir del registro de 4000 lances de batitermógrafos desechables del tipo (XBT). La profundidad de la termoclina cerca de las costas, es somera durante casi todo el año, principalmente en el domo de Costa Rica y el Golfo de Tehuantepec, donde se distinguen 4 situaciones:

- i) De enero a marzo las profundidades típicas de la termoclina costera oscilan alrededor de los 30 m, excepto en el Golfo de Tehuantepec y en el Domo de Costa Rica, donde la termoclina se acerca a 10 m de la superficie, básicamente por la ocurrencia de Nortes. Lejos de la costa, hay una tendencia al aumento en la profundidad de la termoclina, alcanzando los 100 m en la entrada al Golfo de California.
- ii) De abril a junio la termoclina alcanza un mínimo de profundidad en el Golfo de Tehuantepec y en la zona del Domo de Costa Rica con un nivel persistente mínimo de 10 m.
- iii) De julio a septiembre toda la zona costera presenta valores homogéneos de 30 m a lo largo de la costa. En la región del Domo persiste el mínimo de 10 m, debido presumiblemente a la presencia de una capa de mezcla gruesa y cálida en los meses del verano.
- iv) De octubre a diciembre las profundidades de la termoclina en el océano abierto se incrementan de norte a sur. En tanto que cerca de la costa se observa una vez más el mínimo de 10 m en el Golfo de Tehuantepec y la región del Domo de Costa Rica.

En resumen, el Pacífico Tropical Nororiental se caracteriza por una elevación de la termoclina hacia la costa. En las regiones costeras del Domo de Costa Rica, al igual que en el Golfo de Tehuantepec, la profundidad de la termoclina presenta valores mínimos, principalmente durante el invierno.

Con base en la información oceanográfica de los diagramas TS y de la termoclina, se han desarrollado estudios sobre productividad en los mares mexicanos. En particular, se ha mostrado la influencia y relación que tienen las regiones productivas con la termoclina somera, al constituirse en áreas de gran potencial productivo por la fertilización de la superficie.



**Tanto el Golfo de Tehuantepec, como el Domo de Costa Rica, se destacan por su importancia en pesquerías comerciales como el atún.**

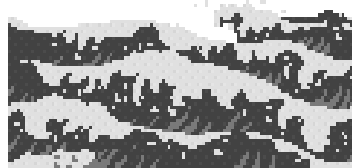
El estudio de la variabilidad interanual del Pacífico Tropical Nororiental en los últimos años ha tenido un avance significativo gracias a la información obtenida con los sistemas de observación por satélite. Junto con un mayor número de instrumentos de monitoreo del océano, hoy se cuenta con mejores datos de las condiciones superficiales del mar, que muestran que el ciclo anual de la profundidad en la termoclina se puede ver afectado por la ocurrencia de eventos El Niño, debido principalmente al paso de ondas costeras. Estas ondas pueden incrementar la profundidad de la termoclina cerca de las costas mexicanas, afectando la productividad biológica y pesquera. Bajo condiciones El Niño, algunas especies comerciales dejan de estar disponibles cuando la termoclina se profundiza. El impacto económico de este fenómeno puede ser importante (ver Cap. 5), principalmente en lo relacionado con el calentamiento de la superficie del mar durante eventos de Niño.

### ***Los efectos de El Niño en el Pacífico mexicano***

Las variaciones de las corrientes oceánicas afectan la posición de la termoclina y las características de las masas de agua, con una amplitud que depende de las condiciones topográficas regionales y de la época del año en estudio. El modo más importante de variabilidad interanual es El Niño, que afecta los patrones oceánicos de circulación, intensidad y formas de los sistemas.

El Pacífico Tropical Mexicano presenta alternancia entre zonas de aguas frías en invierno y calientes en verano. En el Golfo de Tehuantepec se localiza una franja de baja temperatura, durante los meses de octubre a marzo, cuyos orígenes están en la actividad de Nortes, con vientos que mezclan las aguas del Golfo de Tehuantepec. Por otro lado, frente a las costas de Guerrero y Michoacán se forma una alberca de agua caliente ( $TSM > 28^{\circ}\text{C}$ ) durante el verano (Fig. 3.5), cuya presencia no es fácil de explicar, aun cuando se piensa es consecuencia de los patrones de circulación. Aparentemente, las corrientes en el Pacífico mexicano son muy lentas, por lo que las masas de agua son expuestas durante mayor tiempo a la insolación, resultando en elevadas temperaturas superficiales. Tanto la "franja de agua fría" como la "alberca de agua caliente" presentan variaciones estacionales e interanuales, moduladas por el ciclo anual de las corrientes y de la insolación. En los años del Niño, la lengua de agua fría desaparece y crece la alberca de agua caliente (Fig. 3.5). En años de la Niña, sucede lo contrario, al crecer la lengua fría, la alberca cálida disminuye de tamaño. Así, en el Pacífico tropical mexicano, un evento del Niño aumenta la cobertura horizontal de la alberca cálida y una Niña la disminuye.

**La «lengua de agua fría» frente a las costas de Perú y la «alberca de agua caliente» frente a México, son alteradas por El Niño.**



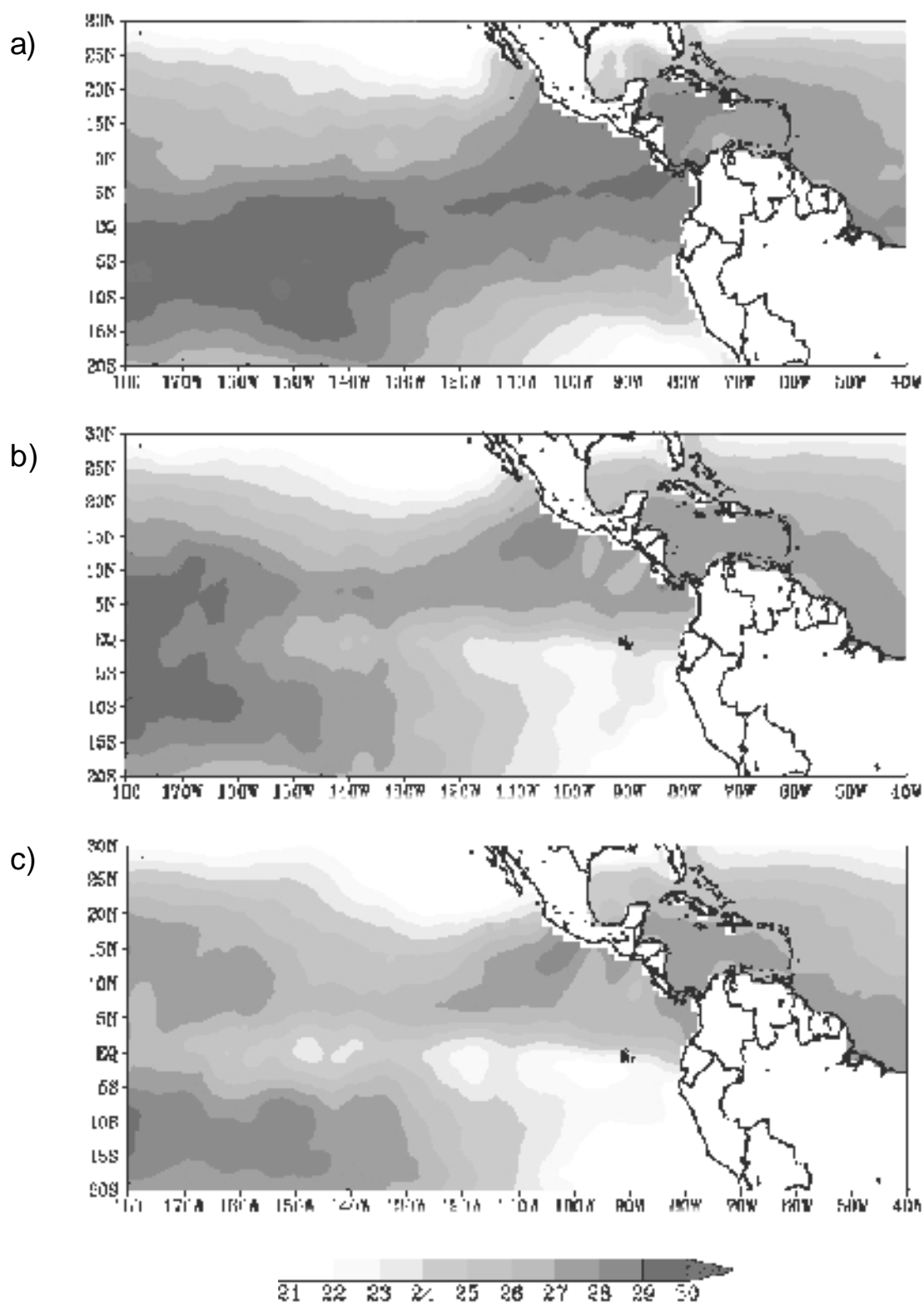
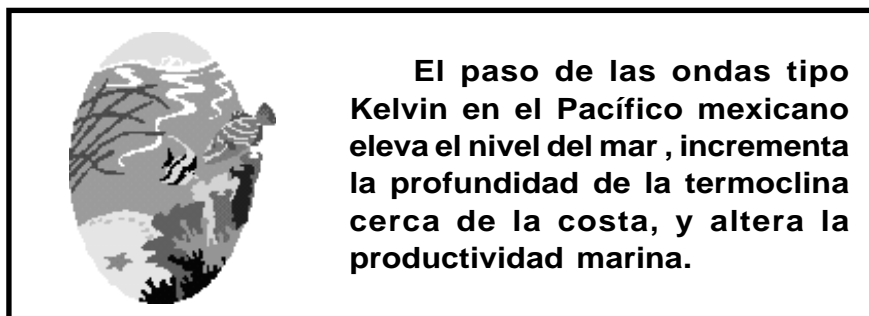


Fig. 3.5. Variabilidad interanual del Pacífico Tropical. a) condiciones El Niño en diciembre de 1997; b) condiciones normales en diciembre de 1990; c) condiciones durante la Niña en diciembre de 1988 .

Durante un Niño, la propagación de ondas de largo período que provienen del Ecuador (Fig.3.5) resulta en la expansión de la zona caliente. Moore (1968) y Anderson y Rowlands (1976), mostraron que una onda ecuatorial de Kelvin, al reflejarse en una costa oriental, produce ondas costeras que viajan hacia los polos. Enfield y Allen (1980), y Chelton y Davis (1982) encontraron señales de baja frecuencia de este tipo con datos de nivel del mar, proponiendo que se trataba de la señal de El Niño propagándose hacia los polos. Por otro lado, Christensen *et al.* (1983), y Baumgartner y Christensen (1985) documentaron ondas de baja frecuencia a lo largo de costas mexicanas que afectan la dinámica de la termoclina. El paso de las ondas aumenta el nivel del mar e incrementa la profundidad de la termoclina cerca de la costa, alterando con ello la productividad marina y las actividades pesqueras. El impacto de la Niña en el Pacífico Tropical Mexicano no es tan fácil de explicar. Los cambios de la temperatura superficial del mar involucra procesos termodinámicos complejos e interacciones entre el océano y la atmósfera.

Lee y Chelton (1999) han propuesto un esquema dinámico de circulación, donde:

- i) Las ondas costeras de Kelvin alcanzan el Pacífico Tropical Mexicano tres meses después de que las ondas de Kelvin ecuatoriales alcanzan las costas de América del Sur.
- ii) Al propagarse hacia el norte la onda costera de Kelvin, irradia ondas de Rossby que se propagan lentamente hacia el oeste.



Con estas hipótesis, los autores sugieren que la ocurrencia de las ondas de Rossby está relacionada con la presencia de anomalías de temperatura y del nivel del mar en zonas interiores del Pacífico, y las ondas Kelvin costeras con la propagación de la señal del Niño del Ecuador hacia las costas norteamericanas.

Recientemente Lee Chelton (1999) han propuesto que las fuertes precipitaciones ocurridas en la costa del sur de California, un año después del paso de El Niño en el Ecuador, estuvieron relacionadas con la dinámica de ondas reflejadas. Los procesos involucrados en la propagación de la señal de El Niño hacia Norte América, incluyendo la propagación de las ondas de Rossby, se muestran esquemáticamente en la figura 3.6.

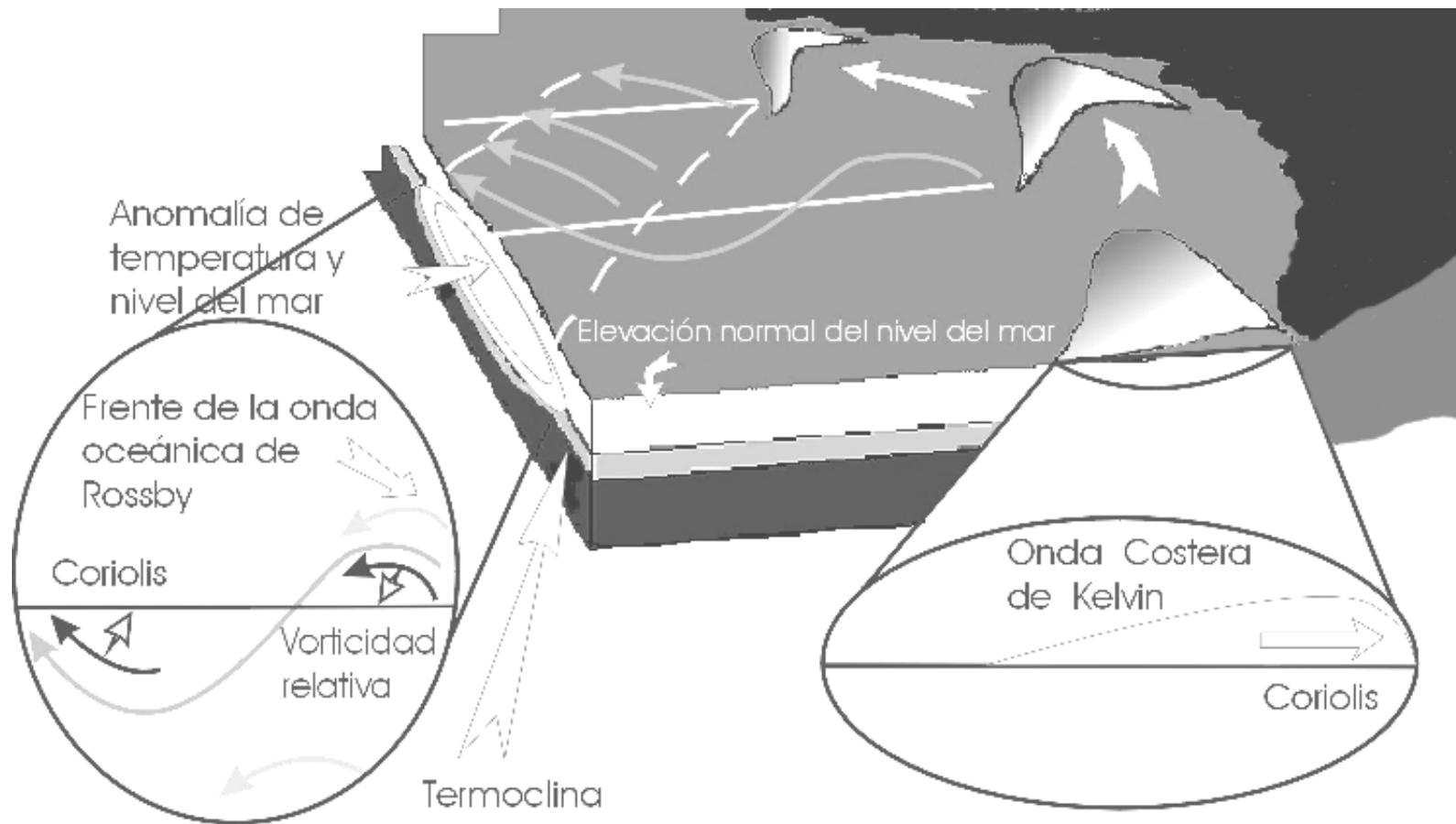
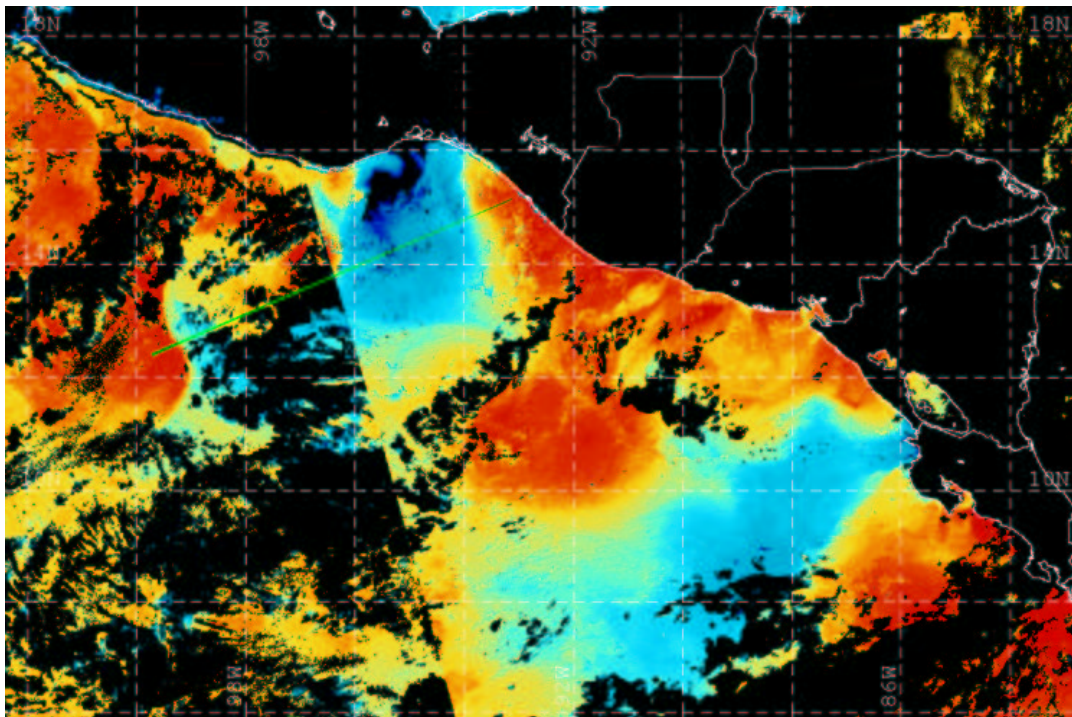


Fig. 3.6. Esquema de la propagación de ondas costeras de Kelvin y radiación de ondas oceánicas de Rossby frente a las costas de América del Norte. Para cada onda se muestra el balance de fuerzas restauradoras del movimiento (adaptado de Lee y Chelton, 1999).

## ***El Golfo de Tehuantepec***

El Golfo de Tehuantepec se encuentra al sur de la llamada “alberca de agua cálida” del Pacífico Tropical Mexicano, frente a las costas de Oaxaca y Chiapas. Se caracteriza por la presencia de aguas provenientes de la Corriente Costera de Costa Rica. Su dinámica es única, debido a los intensos Nortes que soplan cada invierno de octubre a marzo, y que resultan en mezclado de las aguas en la capa oceánica superior.

Cada año, el paso de estos frentes fríos atmosféricos afecta el Golfo de México (ver capítulo 2). El viento atraviesa el Istmo de Tehuantepec, en forma similar a un viento de paso de montaña, dando lugar a intensos pulsos que se esparcen sobre el Golfo de Tehuantepec afectando las temperaturas superficiales y la circulación oceanográfica local. Estos eventos forman “lenguas de agua fría” (Fig. 3.7) que se extienden hasta 500 km hacia afuera de la costa (Trasviña et al., 1995). Durante los meses de octubre a marzo, la ocurrencia de tales episodios se refleja en las relativamente frías aguas del Golfo de Tehuantepec (Fig. 3.4a). Los Nortes afectan con frecuencia el Golfo de Papagayo, en Nicaragua, con efectos similares en el campo de temperatura de superficie del mar.



*Fig. 3.7. Temperaturas superficiales (frío en azul) durante un Norte, para el 7 de febrero de 1996 en los Golfos de Tehuantepec, México y Papagayo, Nicaragua. Cortesía del Laboratorio de Oceanografía Costera (LAOCOS) de la Universidad Nacional de Costa Rica.*

Tanto en el Golfo de Tehuantepec, como en el de Papagayo, se generan giros de mesoescala que se propagan al interior del Pacífico. Un análisis de la circulación en estas regiones para los meses de febrero a julio muestra parte de esta dinámica (Fig. 3.8).

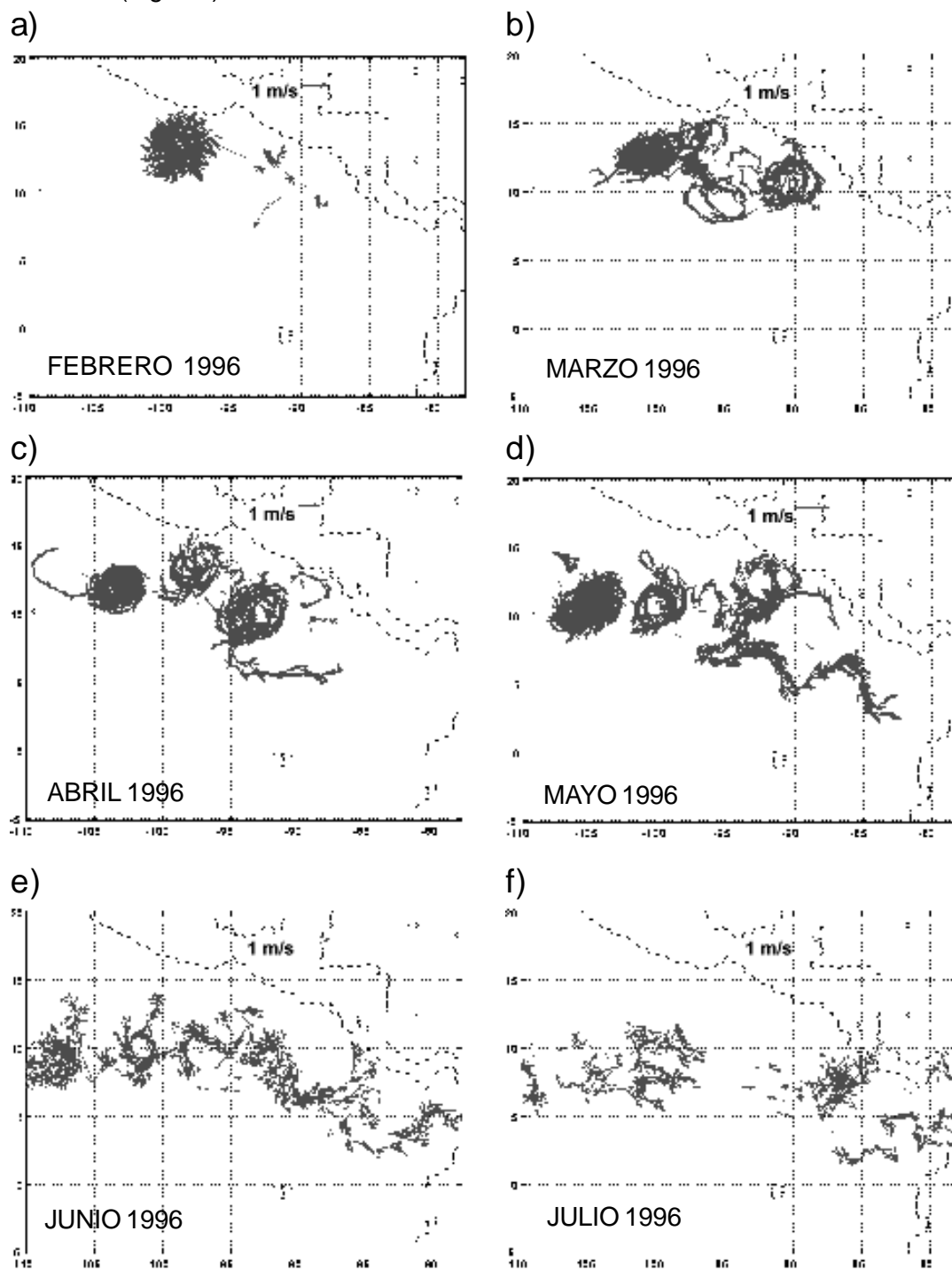


Fig. 3.8 Velocidades a partir de flotadores ARGOS, de febrero a julio de 1996.

Wyrtki (1965) describió parte de la circulación de estos mares de febrero a abril, diciendo: “*en los golfos de Tehuantepec y Panamá existen flujos hacia afuera de la costa consistentes con el efecto local de vientos*”. Esta cruda, pero acertada descripción se ha confirmado con algunos datos de trayectorias y velocidades de flotadores que son seguidos por satélites. Por ejemplo, entre febrero y abril de 1996 (Fig. 3.8 a, b y c) se observaron al menos tres giros de mesoescala alejándose de la costa. Su velocidad de propagación varía entre 9 y 11 km día<sup>-1</sup>. Dos de estos, con diámetros de unos 200 km, se generaron en el Golfo de Tehuantepec. El tercero es de diámetro mayor (300 km) y se generó en el Golfo de Papagayo durante el mes de marzo. Estos giros mantienen su estructura hasta mayo y parte de junio (Fig. 3.8d y e), y son giros cálidos con rotación anticiclónica. Las velocidades del flujo en el interior de los giros son de alrededor de 1 m s<sup>-1</sup>.

Wyrtki también describió la dinámica de principios de verano diciendo: “*de mayo a junio la Contracorriente Ecuatorial se forma de nuevo y la mayor parte de sus aguas fluyen hacia el norte cerca de la costa para alimentar la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR). Este es el periodo más persistente de la CCCR*”. Sin embargo, algunos experimentos recientes sugieren que la circulación en esta época del año es lenta y sin dirección definida. Para el mes de julio (Fig. 3.8f) no parece haber evidencias de giros. Sólo se distinguen algunas señales de una contracorriente ecuatorial débil, variable en dirección e intensidad. No parecen existir evidencias claras de la circulación de la CCCR por lo que hay dudas sobre cómo se modifica la circulación de la contracorriente ecuatorial al llegar al continente.

### *¿Qué sucede en años El Niño o La Niña en México y Centroamérica?*

El enfriamiento superficial del agua que producen los Nortes en los Golfos de Tehuantepec y Papagayo, como consecuencia de una termoclina somera expuesta a vientos intensos, es en gran medida responsable de la alta productividad de la región. En esta zona, el abordaje (*‘entrainment’*) de las aguas subsuperficiales a la superficie es radicalmente distinto al de las surgencias costeras que estudian los ecólogos (Trasviña *et al.*, 1995). El golfo de Tehuantepec no es una zona típica de surgencias, siendo otros los procesos físicos que incrementan la productividad en forma estacional. La fuente de aguas ricas en nutrientes que se encuentra bajo la superficie, en la masa de agua Subsuperficial Subtropical, alcanza la superficie cuando el forzamiento atmosférico es suficientemente intenso. Estudios de la dinámica y la hidrografía del Golfo de Tehuantepec revelan una termoclina excepcionalmente somera, entre los 20 y 50 m, fuera de la región donde se producen los giros de mesoescala.

Durante un evento del Niño, los cambios en la circulación del océano cerca del ecuador, y las modificaciones de la circulación atmosférica invernal afectan las características medias del Golfo de Tehuantepec (Trasviña, 1997; Trasviña *et al.*, 1995). El paso de las ondas costeras aumenta la profundidad de la termoclina.

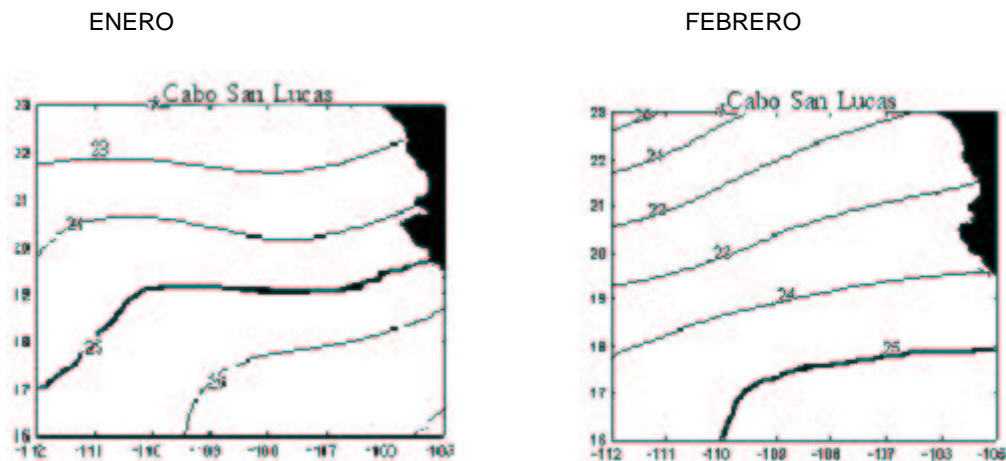


Un mayor número de Nortes (ver Cap. 2) resulta en un mayor mezclado de las capas superiores del océano. Sin embargo, aunque el número de Nortes es mayor en años de Niño, la termoclina parece profundizarse, pues el paso de ondas ecuatoriales y costeras tipo Kelvin domina la dinámica de la región. Es decir, a pesar de la importancia del forzamiento por los fuertes vientos de los nortes, la variabilidad interanual de las temperaturas superficiales y de la productividad de esta región del Pacífico parece estar controlada por la variabilidad oceánica interanual de gran escala.

Lluch-Cota et al. (1997) reportan que durante el Niño de 1982-1983, la termoclina alcanzó profundidades altas, acompañadas de coberturas mínimas de aguas productivas. En contraste, durante 1985 y 1986, se incrementó la cobertura de aguas productivas.

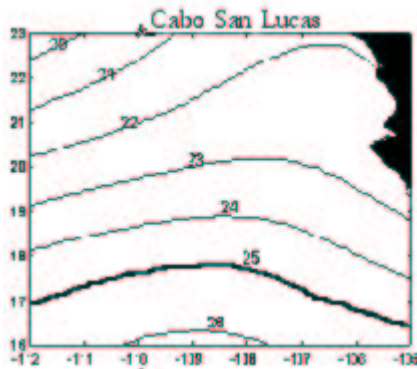
### ***El Golfo de California: la frontera norte de la alberca de agua cálida***

Una de las regiones en los mares mexicanos más estudiadas es la del Golfo de California (e.g., Lavín et al. 1997), donde la señal de El Niño es clara. Ahí, el ciclo anual de temperatura de superficie del mar (Fig. 3.9 y 3.10), refleja la influencia de las corrientes de gran escala y del ciclo anual de insolación. Por ejemplo, a la entrada del Golfo de California en el invierno, de diciembre a marzo, las isotermas tienden a ser zonales. Las temperaturas más bajas ( $23^{\circ}\text{C}$ ) ocurren en enero y las aguas tropicales (de más de  $25^{\circ}\text{C}$ ) se localizan al sur de  $18^{\circ}\text{N}$ .

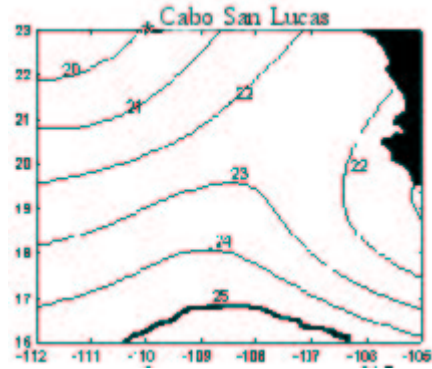


*Fig. 3.9. Climatología de la temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) a la entrada al Golfo de California: de enero a junio. La línea gruesa corresponde a la isoterma de  $25^{\circ}\text{C}$ , CBL indica la localización geográfica de Cabo San Lucas.*

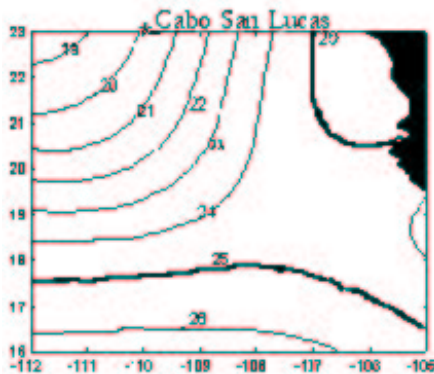
MARZO



ABRIL



MAYO



JUNIO

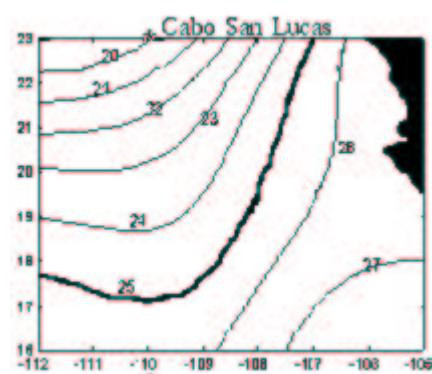


Fig. 3.9. (Continuación)

Para la primavera, de abril a junio, el frente entre las aguas tropicales y de origen subártico de la Corriente de California, se intensifica alcanzando su máxima intensidad en junio.

En la entrada del Golfo de California, de julio a octubre, las isothermas tienden a estar alineadas meridionalmente. Aunque desde julio hasta octubre se encuentran temperaturas superiores a los 28°C en gran parte del Pacífico Tropical Mexicano, es durante septiembre cuando ocurren las temperaturas más altas y toda la entrada al Golfo de California presenta características tropicales, con temperaturas mayores de 25°C. En el mes de noviembre, en pleno otoño, se observa una rápida transición de temperaturas que culmina con el inicio del invierno.

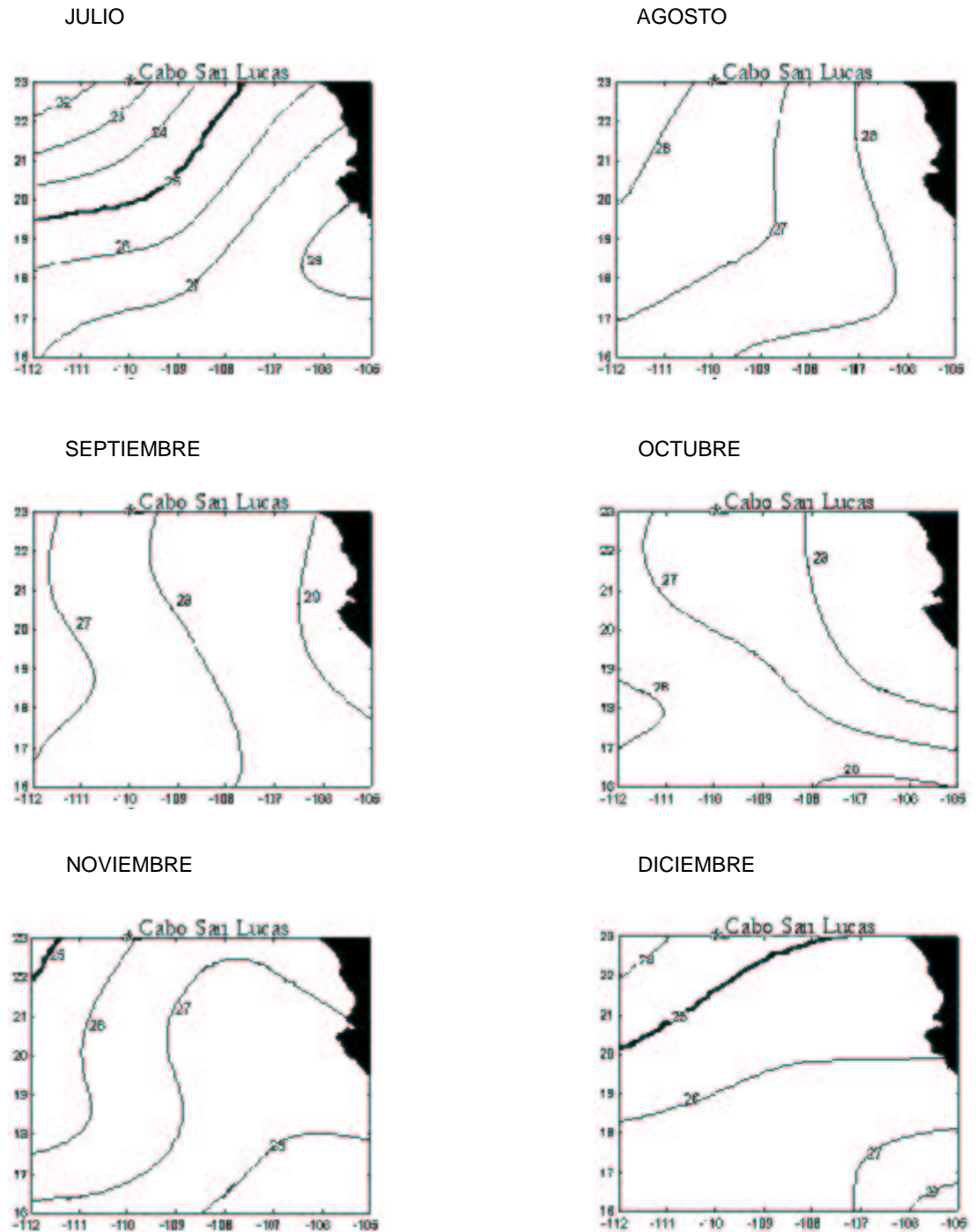


Fig. 3.10. Climatología : temperaturas superficiales del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) de julio a diciembre a la entrada del Golfo de California.

En la entrada del Golfo de California, el movimiento de las aguas tropicales usualmente no ocurre en forma de corrientes costeras o de gran escala. Gran parte del transporte de propiedades se lleva a cabo por giros de mesoescala. La presencia de giros en la región se debe a la confluencia de masas de agua de origen y composición diferentes, que produce estructuras frontales que funcionan como precursores de giros y filamentos.

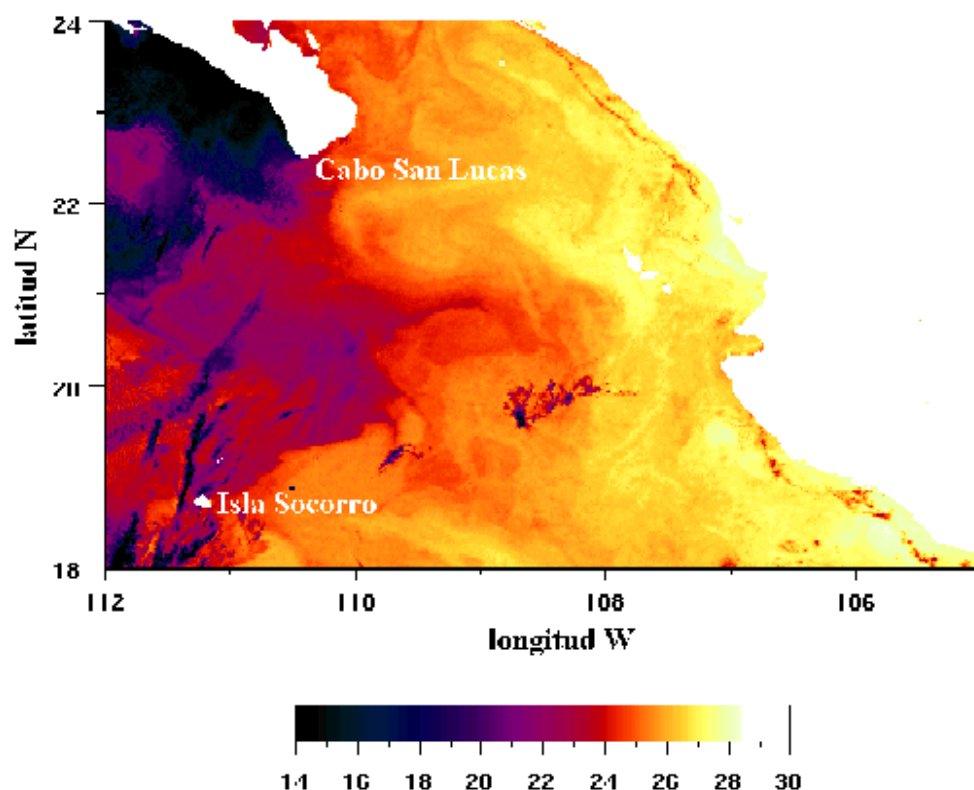


Fig. 3.11. Imagen de satélite de las temperaturas superficiales (°C) a la entrada al Golfo de California para el 12 de junio de 1993.

La imagen del 12 de junio de 1993 muestra claramente la confluencia de las aguas de origen subártico de la Corriente de California con las masas de agua tropicales que avanzan desde el ecuador.

La dinámica del Pacífico Tropical Mexicano se puede analizar por medio de cortes transversales entre Cabo San Lucas e Isla Socorro, LUSOC (Fig. 3.11).

Durante mayo de 1992, junio de 1993 y junio de 1998 se obtuvieron datos de temperatura del mar en 11 niveles en la vertical. Mediante una comparación con la climatología de la región se obtuvieron secciones de anomalías de temperatura. En la entrada del Golfo de California, en mayo de 1992 (año de Niño), se observó que toda la sección presentó anomalías positivas de temperatura, entre 3 y 4 °C por encima de lo normal. Las anomalías más grandes se encontraron bajo la superficie, entre 50 y 100 m, entre los paralelos 20 y 21°N (Fig. 3.12). Estas anomalías, se presentaron al interior de un gran giro cálido de alrededor de 150 km de diámetro y centrado a los 20.6°N (Fig. 3.12), lo que muestra la importancia de los procesos de mesoescala subsuperficiales en esta frontera norte del Pacífico Tropical Mexicano.

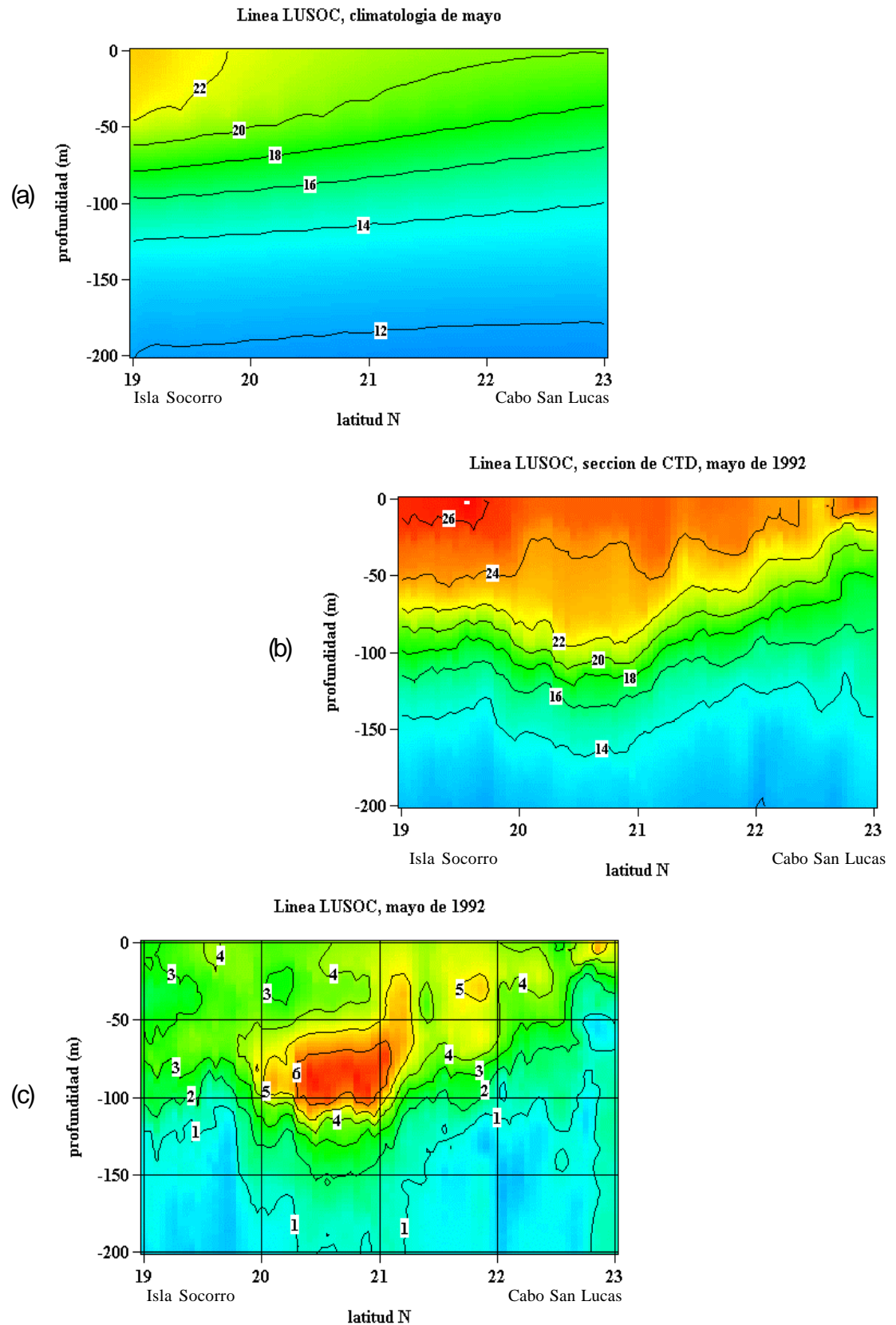
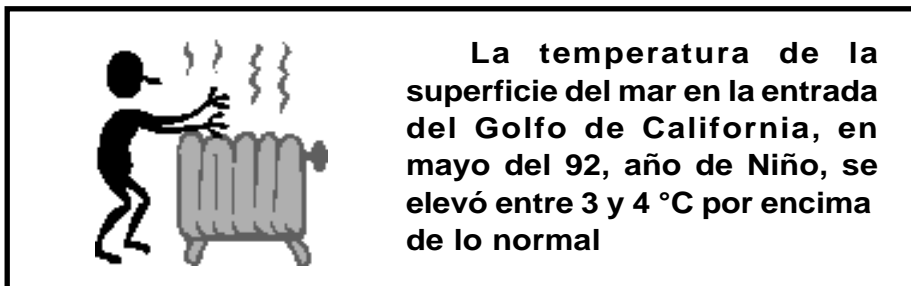


Fig. 3.12. Cortes transversales de la temperatura del mar entre Isla Socorro y Cabo San Lucas. (a) Climatología de mayo, (b) temperaturas para mayo de 1992, (c) anomalías de temperatura para mayo de 1992.

En años normales, la Corriente de California baja hasta alcanzar la superficie frente a Cabo San Lucas dejando aguas frías y poco salinas dentro de una delgada capa mezclada superficial. Sin embargo, en mayo de 1992 la capa mezclada frente a Cabo San Lucas tuvo un grosor de 20 metros con anomalías positivas de 4 a 5°C, evidenciando la extensión alcanzada por las aguas tropicales debido al Niño 91-93. La capa mezclada se profundizó desde Cabo San Lucas (23°N) hacia el sur, alcanzando los 90 m en el núcleo del giro. En cuanto a los valores de la temperatura cercana a la superficie, alrededor de Cabo San Lucas, la presencia de El Niño resultó en temperaturas mayores a los 24°C, 4°C por encima de la normal. Anomalías similares se observaron en Isla Socorro. La pendiente de la termoclina entre años de Niño (1992) y de no-Niño es similar, al parecer indicando la presencia de un flujo promedio hacia el este a lo largo de toda la sección es decir, la influencia de la Corriente de California.

En conclusión, para el evento de Niño 1992 el impacto más notable corresponden a las alteraciones de las temperaturas superficiales y la profundización de la capa mezclada, no siendo significativos los cambios en la pendiente promedio de la termoclina a la entrada del Golfo de California.



La sección Cabo San Lucas - Isla Socorro (LUSOC) para junio de 1993 (Fig. 3.13) muestra que la entrada al Golfo de California recuperó las condiciones casi normales después de El Niño 92. Por debajo de los 100 m de profundidad las anomalías en temperatura estuvieron entre 0 y 1°C, es decir, muy cercanas a la normal. Las anomalías en la superficie son las de mayor magnitud y sus características cálidas están afectadas por sistemas de mesoescala.

En junio de 1998, casi al final de un episodio de Niño, y a diferencia de 1992, no se observó dominancia de estructuras de mesoescala. La estructura de la termoclina sin embargo, entre las isotermas de 14 y 20°C, si resultó ser muy distinta a la climatología. La característica pendiente sur - norte sólo se encontró al norte de 22°N, en la vecindad de Cabo San Lucas.



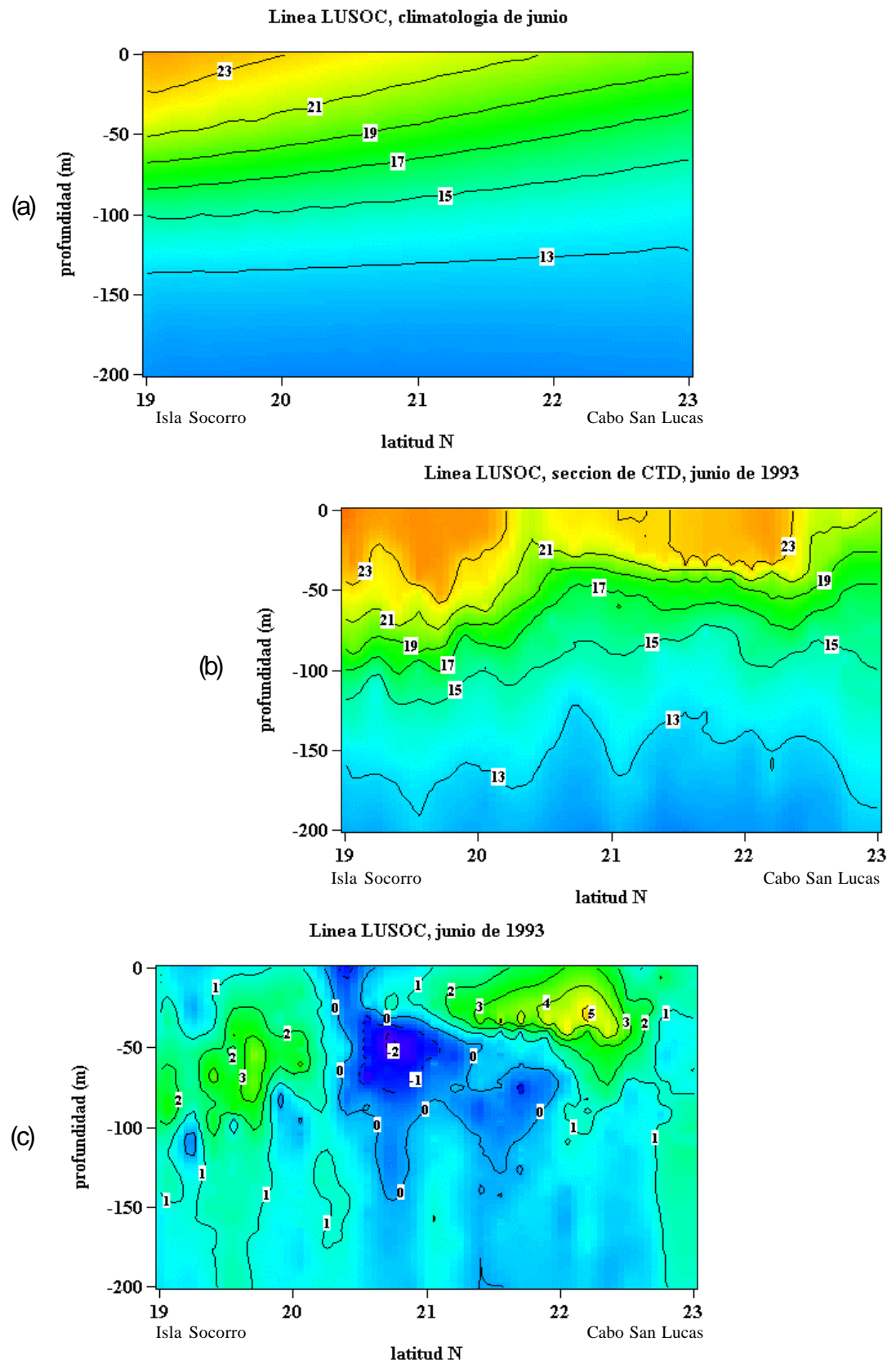


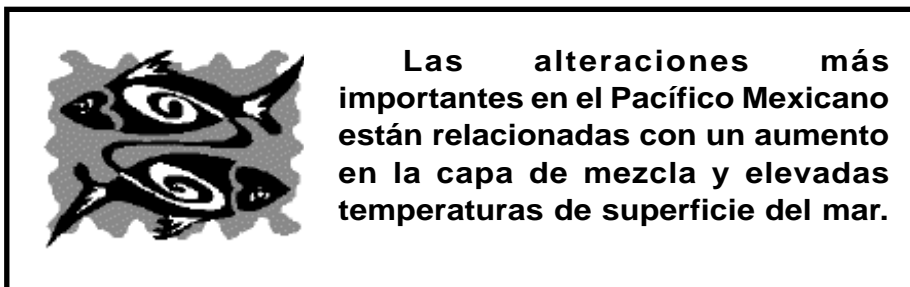
Fig. 3.13. Como en la Fig. 3.12, pero durante junio de 1993.

Las temperaturas superficiales típicas de la Corriente de California cambiaron en toda la sección. En su lugar se tuvo una capa mezclada superficial profunda y cálida, que alcanzó los 25 m frente a Cabo San Lucas y llegó a los 50 m cerca de Isla Socorro. Las anomalías de temperatura superficial fueron menores que en 1992, pero abarcaron una fracción mayor de la sección, entre 3°C y 5°C, cerca de la superficie, y en otros dos lugares, entre 50 y 100 m. La intensidad de este evento del Niño pareció haber inhibido la circulación del extremo sur de la Corriente de California. La ausencia de actividad de mesoescala hace suponer que la zona de confluencia fue desplazada hacia el norte de la entrada al Golfo de California.

Algunas señales típicas de El Niño o La Niña en la temperatura superficial del mar en el Pacífico Mexicano son:

- i) Durante los años concurrentes o inmediatamente posteriores al Niño, la temperatura superficial del mar en el Pacífico Mexicano está por encima de lo normal. Lo contrario ocurre durante los años previos a la Niña.
- ii) Las tasas de pérdida de calor en el Golfo de California en otoño son menores en años Niño que en años Niña.
- iii) En años de Niña la temperatura superficial del mar característica en el Pacífico Mexicano Subtropical se extiende hacia el sur hasta latitudes cercanas a Cabo San Lucas con bajas temperaturas de 16 a 19 °C. Por otro lado, la extensión de tales temperaturas superficiales en años de Niño alcanza a la Bahía de San Quintín.
- iv) El Golfo de California es notoriamente más caliente que el Pacífico Mexicano Subtropical en inviernos posteriores a un Niño intenso.

Los cambios en la estructura del Pacífico Mexicano por causa de El Niño resultaron en afectaciones en la productividad de la región, registrándose cambios en la abundancia y distribución de las poblaciones de peces, desde las lagunas costeras hasta las provincias oceánicas. El aumento en la temperatura superficial del mar y más que todo, en la cantidad de calor disponible, pareció impactar el clima de la región (Fig. 3.14). Por ejemplo, huracanes con mayor duración o intensidad podrían ser el resultado de más energía disponible en el mar (ver capítulo 2).





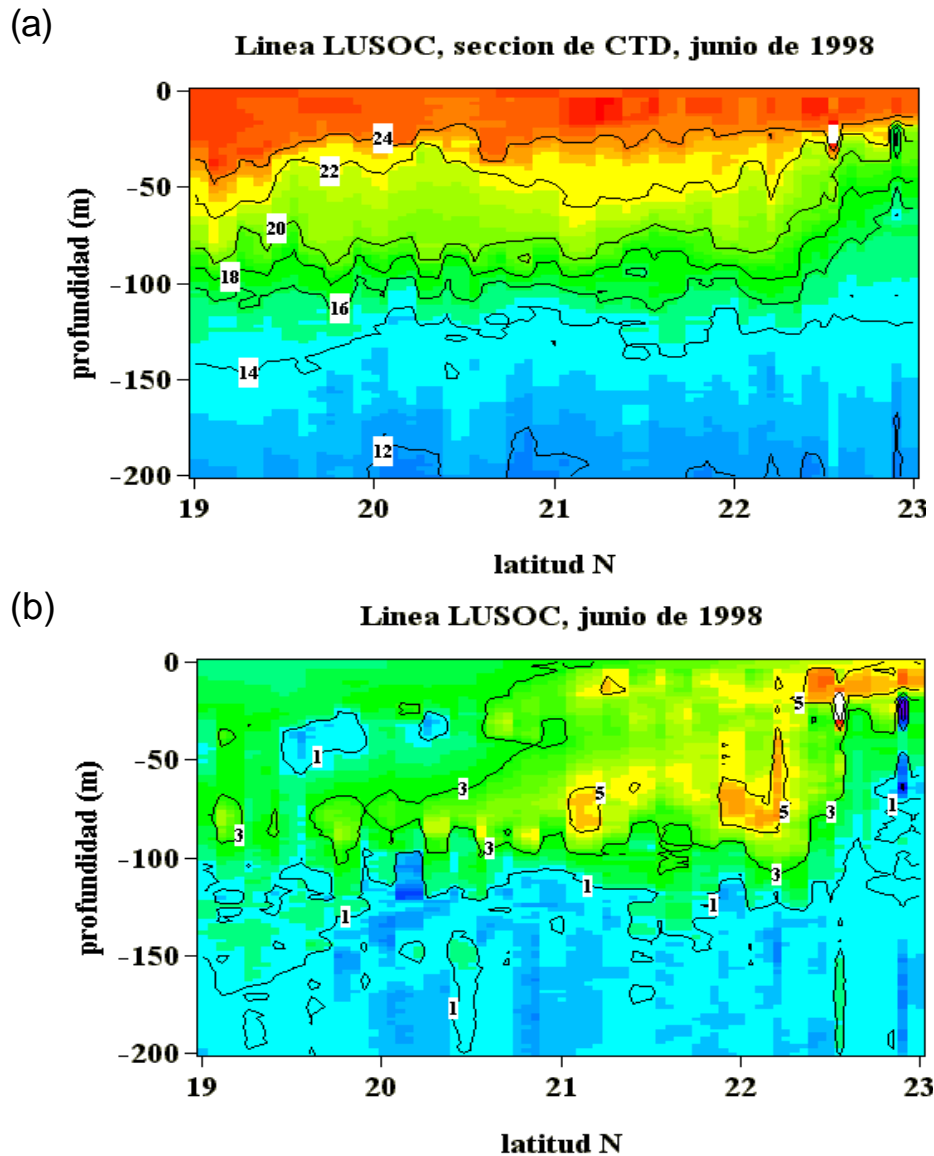


Fig. 3.14. a) Temperatura del océano y b) anomalías de temperatura del océano, entre Cabo San Lucas e Isla Socorro, durante junio de 1998.

### ***La costa de Jalisco: un estudio de caso***

Durante 1997 y 1998, el Departamento de Física de la Universidad de Guadalajara, realizó investigaciones sobre la variabilidad de los procesos dinámicos del océano Pacífico en las áreas definidas dentro de un Polígono de estudio que se encuentra situado en la zona costera de los estados de Jalisco y Colima (Fig. 3.15), las cuales incluyeron levantamientos oceanográficos mensuales con sondas de temperatura, salinidad y presión (CTD) ondulante (Filonov et al., 1996). Las observaciones abarcan la capa superior (150 m) del océano.

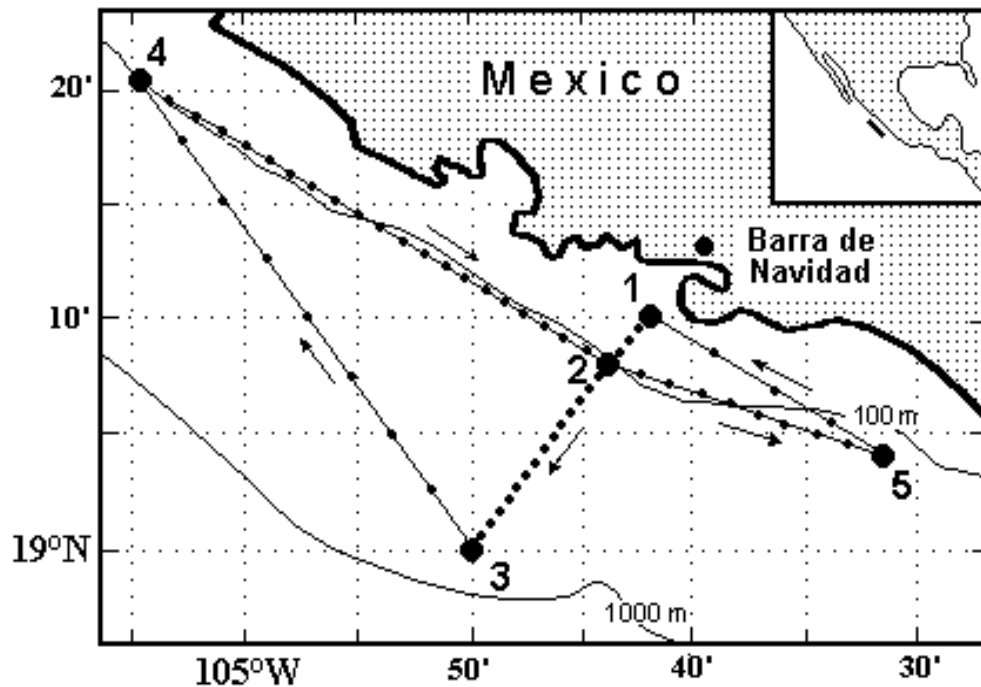


Fig. 3.15.- Esquema de ubicación del Polígono frente a la costa de México, en el cual se realizó el monitoreo de El Niño 1997-1998. Con puntos gruesos se muestran zonas de cambio de dirección de los transectos oceanográficos. Con puntos pequeños se señala la posición de los muestreos verticales con la sonda de temperatura, salinidad y presión (CTD, SBE-19, ondulante).

La masa de agua superficial en la región del polígono se encuentra en la transición entre la masa de Agua Tropical Superficial y Aguas Subsuperficiales Subtropicales. La capa superficial, hasta los 50 ó 75 m, se encuentra ocupada por aguas de alta temperatura y salinidad características de Agua Tropical Superficial. Bajo ésta se encuentra una capa entre los 75 y los 200 m, de Agua Subsuperficial Subtropical.

Los campos de temperatura y salinidad en el Polígono, durante El Niño 1997-98, se compararon con los de 1996, año relativamente normal. Los análisis de los campos medios mensuales de temperatura y salinidad se analizan desde junio de 1997. Al inicio del periodo se produjo un desplazamiento de aguas más templadas y menos salinas que venían del norte hacia la costa Mexicana, probablemente por el debilitamiento de los vientos alisios.

A partir de junio de 1997, los índices T-S superficiales presentaron influencia de la masa de Agua del Pacífico Ecuatorial (APE), resultando en aguas cálidas en las capas superiores (Fig. 3.16). La ocurrencia de El Niño claramente afectó la distribución vertical de la temperatura y de la salinidad, desde la superficie hasta el nivel de 120-130 m de profundidad, la cual cambio notoriamente desde julio hasta diciembre de 1997. La salinidad aumentó casi linealmente desde 34 usp en la superficie, hasta 34.7 usp en el nivel de 150 m. Desde septiembre de 1997, con el ingreso de grandes volúmenes de Agua Ecuatorial, el perfil vertical de la temperatura muestra una capa homogénea de agua caliente ocupando la región de estudio. En diciembre de 1997 ésta capa se situó entre la superficie y el nivel de 70 m con una temperatura de 28.5 °C. Al mismo tiempo, en la superficie la salinidad disminuyó paulatinamente hasta 33.5 usp y en la capa de temperatura homogénea, ésta se incrementó con la profundidad hasta valores de 34 usp.

**El ingreso de grandes volúmenes de agua ecuatorial durante 1997, por causa de El Niño, provocó un aumento en el espesor de la capa de mezcla en los mares de Jalisco.**



La señal El Niño alcanzó un máximo en enero de 1998 cuando Agua Tropical Superficial (ATS), con temperatura cercana a los 27.5 °C y salinidad menor a 34 usp, ocupó los 80 m superficiales del polígono. En febrero de 1998, la capa homogénea, con temperaturas de 25 °C presentó un grosor de 40 m, con una salinidad superior a los 34 usp. Hasta marzo de 1998, el polígono aún conservaba diferencias significativas en la distribución vertical de temperatura con respecto a 1996, con anomalías de hasta 4 o 5 °C en ciertas profundidades. Para mayo de 1998, la estructura de la región comenzó su retorno a condiciones como las de mayo de 1996, cuando comenzaron a desaparecer los efectos de El Niño 1997-1998.

La figura 3.17 presenta los datos promediados del polígono en diagramas TS obtenidos para los meses de septiembre, diciembre, febrero y abril en los años de 1996, 1997 y 1998. Estos muestran claramente cada etapa de variación de los índices TS de las masas de agua en la región de estudio durante lo que al parecer fue El Niño más intenso de este siglo. En septiembre de 1997 el Agua del Pacífico Ecuatorial abarcó desde la superficie hasta el nivel de 80 m, pero en diciembre del mismo año, la capa de 0-80 m presentó los índices TS característicos del Agua Tropical Superficial (ATS), tal vez debido a la mezcla del agua ecuatorial con el agua local, situándose las aguas ecuatoriales por debajo de estas en una delgada capa entre 80 y 93 m. En febrero, las aguas tropicales ocuparon tan sólo 50 m de profundidad, y en abril, éstas disminuyeron hasta los 30m.

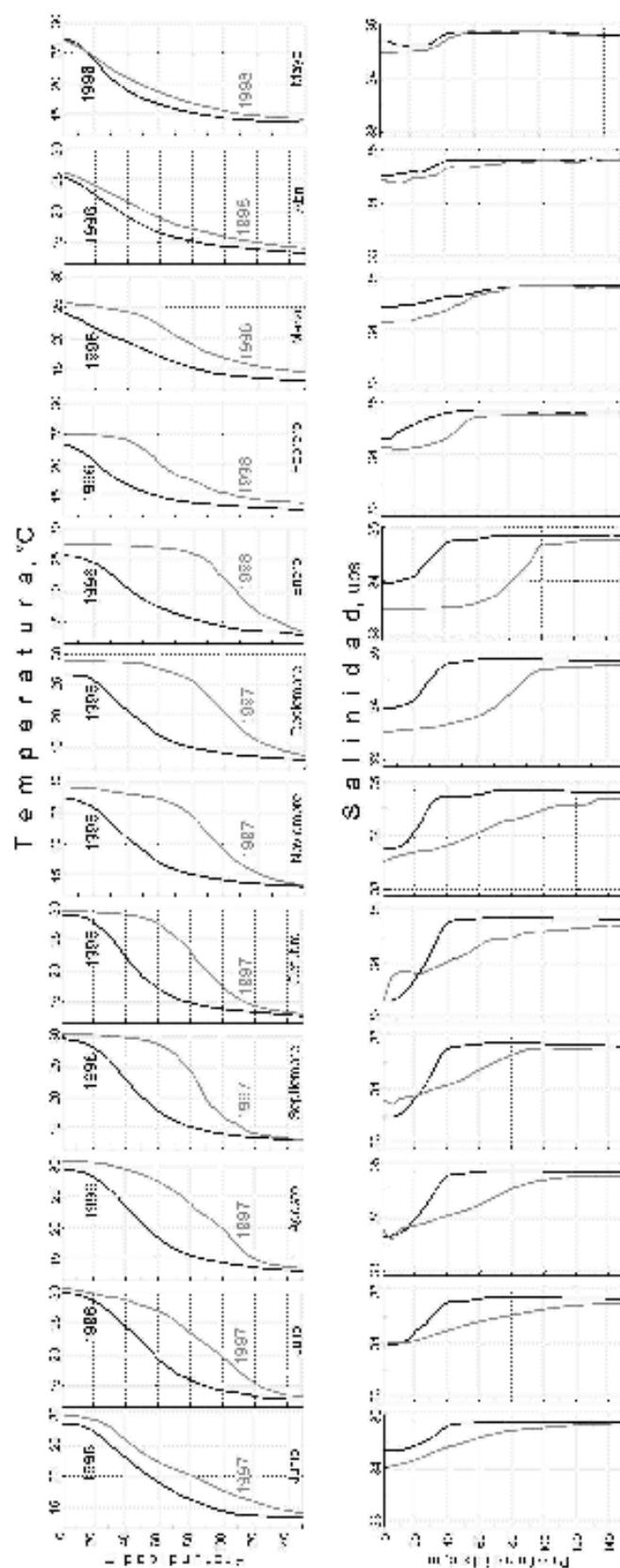


Fig. 3.16.-Perfiles verticales de temperatura y salinidad para 1996 (línea delgada) y para 1997 y 1998 (línea gruesa).

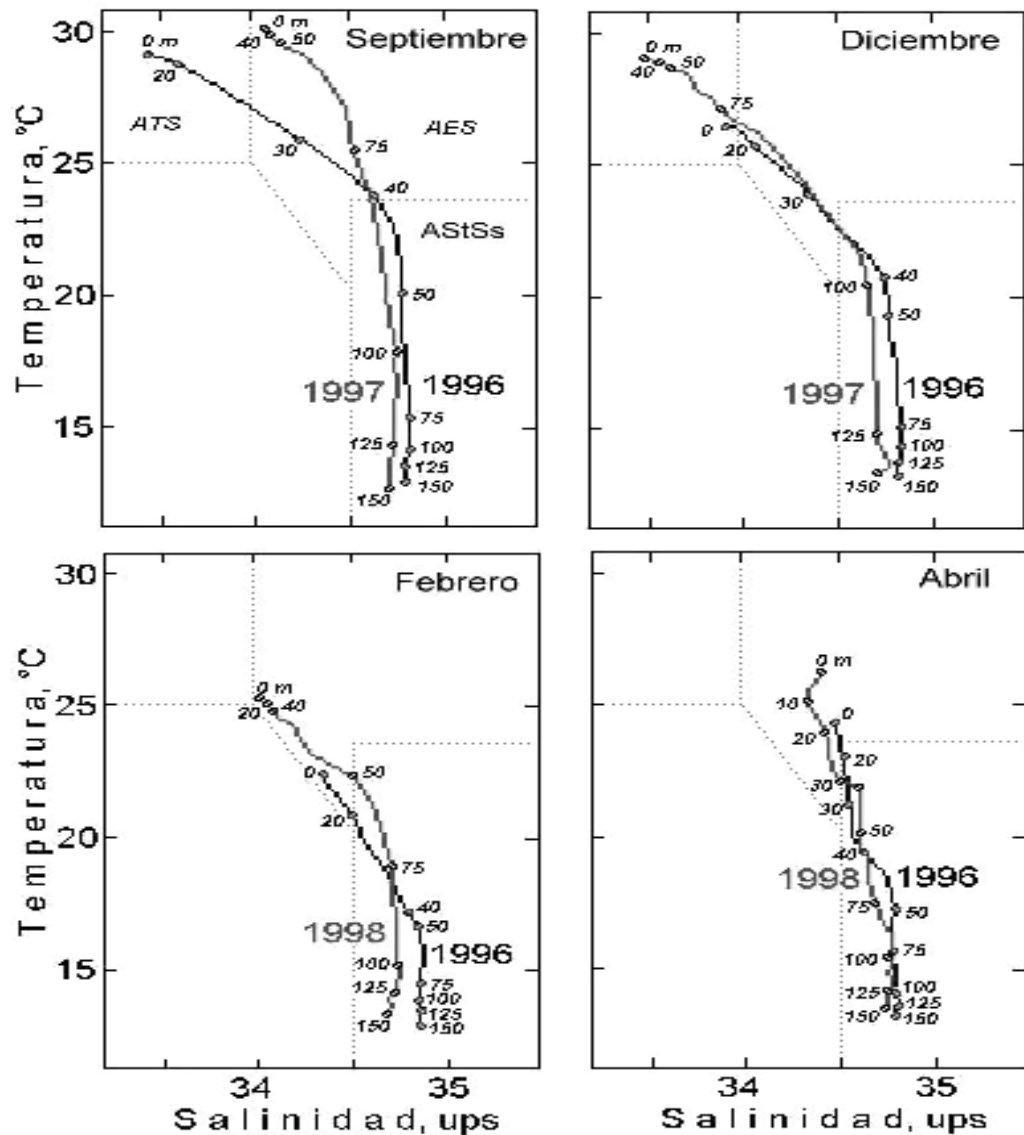


Fig. 3.17.- Diagramas TS de la costa de Jalisco, durante 1997 y 1998 .

### ***La Alberca de Agua Cálida y el clima mexicano***

Una línea de investigación de gran actualidad, es la que estudia las interacciones entre el océano y la atmósfera, por sus repercusiones en el clima global. Por ejemplo, existen zonas en el océano donde se registran temperaturas superficiales iguales o superiores a 28°C, llamadas “albercas de agua caliente”, que favorecen el desarrollo de convección profunda y precipitación (Webster 1994). Por su extensión, el Pacífico Tropical Occidental es capaz de modular gran parte de la circulación de los trópicos. Por ello, las fluctuaciones intraestacionales e interanuales modifican el clima de gran parte del planeta. El caso más conocido es El Niño.

En el Pacífico Mexicano, frente a las costas de Michoacán y Guerrero, la alberca de agua caliente juega un papel importante en la formación y dinámica de la ZITC. Parte de la alberca alcanza temperaturas superiores a  $28^{\circ}\text{C}$  la mayor parte del año. Las temperaturas superficiales exhiben un ciclo anual marcado, extendiéndose a la entrada al Golfo de California ( $23^{\circ}\text{N}$ ) en octubre, y retrayéndose a  $17^{\circ}\text{N}$  de abril a junio, siguiendo en cierta forma la mínima y máxima intensidad de la Corriente de California (Lynn y Simpson 1987). La máxima incursión al sur se registra entre abril y mayo, llegando a  $5^{\circ}\text{N}$ , mientras que en enero y febrero puede alcanzar  $16^{\circ}\text{N}$ . Entre noviembre y abril, la zona costera de la alberca de agua caliente del Pacífico mexicano se parte en dos debido al enfriamiento que se registra entre las latitudes  $9$  y  $16^{\circ}\text{N}$  por la influencia de los Nortes en los golfos de Tehuantepec y Papagayo, (Trasviña 1991). La temperatura de verano en el Pacífico Tropical Mexicano parece alcanzar un par de máximos relativos durante junio y agosto, debido a interacciones entre radiación, nubes, vientos y lluvias, en un proceso típico de interacción océano-atmósfera. Tales fluctuaciones en la temperatura superficial del mar (Fig. 3.18) parecen modular la actividad convectiva en el sur de México, en procesos como la canícula (Magaña et al 1999).

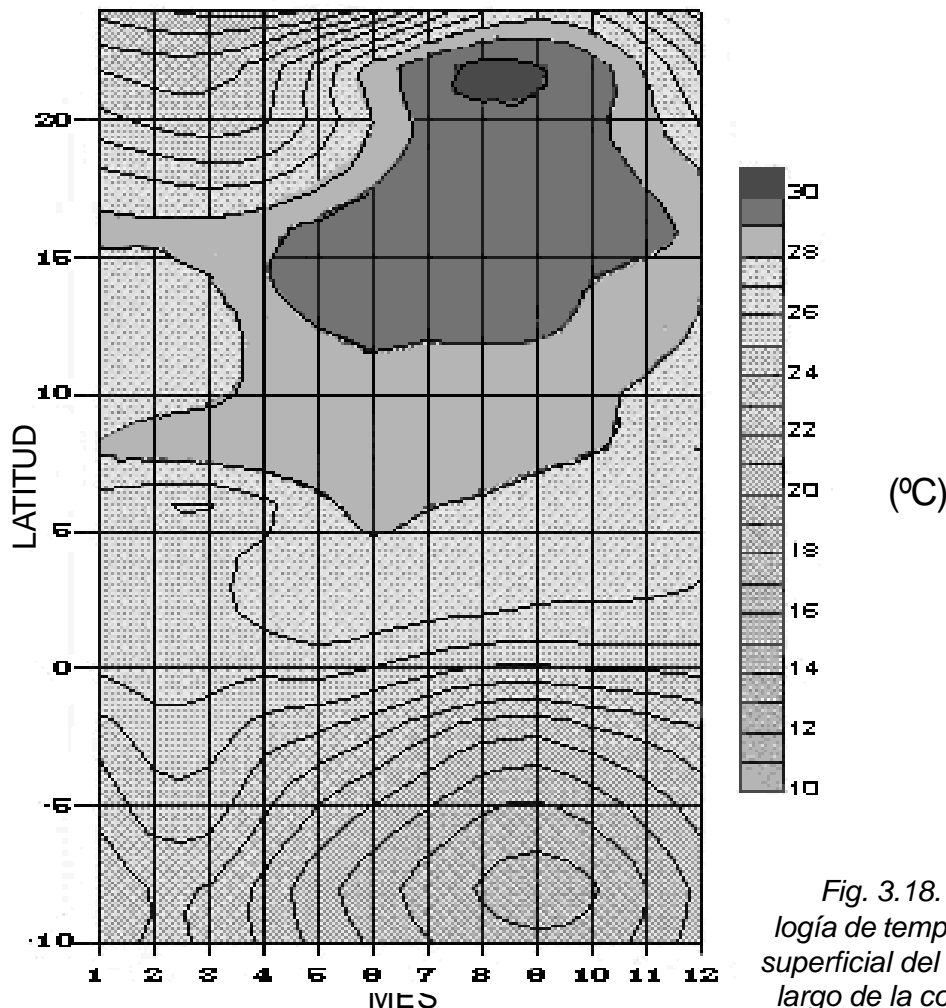


Fig. 3.18. Climatología de temperatura superficial del mar a lo largo de la costa del Pacífico del este ( $^{\circ}\text{C}$ ).

A todo lo largo de la costa del Pacífico tropical, el modo dominante de variabilidad interanual corresponde a El Niño y La Niña. Las señales cálidas durante El Niño, y frías durante La Niña, son claras. En la alberca de agua caliente del Pacífico mexicano, se ve una disminución en amplitud de este cuerpo de agua durante periodos del Niño. Por ejemplo, eventos de Niño intensos registrados durante los años 57-58, 82-83 y 97-98 generaron calentamientos intensos en las dos localidades extremas de la alberca, Quepos y Punta Eugenia, con anomalías entre 1 y 2°C. En cambio, las dos series que corresponden a Tehuantepec y Cabo Corrientes, muestran anomalías menores, con valores por debajo de 1°C. Finalmente, en la serie de Acapulco las anomalías máximas sólo alcanzan 0.8°C durante el Niño 57-58 y entre dos y tres décimas de grado durante los eventos 82-83 y 97-98.

Durante la fase fría de La Niña, como en 54-55, 73-74, 75-76 y 88-89, las localidades más alejadas de la alberca de agua caliente del Pacífico mexicano muestran anomalías entre -1 y -2°C, mientras que en Acapulco las anomalías varían alrededor de -0.5°C.

Fuera de los eventos asociados a El Niño, las series registran pocas desviaciones importantes. Tres eventos son especialmente notables: 1962 y 1985, que corresponden a enfriamientos, sin involucrar a ningún evento La Niña, y un calentamiento, 1990, que no coincide con ningún evento El Niño (Fig. 3.19a). En otros años, la estabilidad de las altas temperaturas superficiales se mantiene durante eventos no relacionados con El Niño. Este comportamiento ha sido una constante durante los últimos 48 años y es una característica única dentro del Pacífico Tropical Oriental.

Un análisis de temperatura superficial del mar a lo largo de la costa del Pacífico de las Américas muestra que eventos de Niño, como en 1982-83, 1986-87 y 1997-98, corresponden a un calentamiento, mientras que durante La Niña 1988-89, aparece una disminución de la temperatura. El diagrama de anomalías (Fig. 3.19b) permite observar la atenuación de la variabilidad térmica interanual en la región de la alberca de agua caliente del Pacífico Mexicano. En el periodo 1983-1998 se presentan cuatro eventos El Niño. Todos son evidentes en las latitudes cercanas y al sur del Ecuador. Tres de ellos: 82-83, 92-93 y 97-98, también se manifestaron en latitudes norteñas como eventos calientes característicos de la zona de California (Norton et al., 1985). Estos eventos de El Niño involucran mecanismos oceánicos y/o atmosféricos que transmiten la señal a lo largo del Pacífico Nororiental. En cambio, el evento El Niño de 1986-87 no mostró efectos extratropicales y corresponde al tipo Niño débil (Norton et al. 1985).

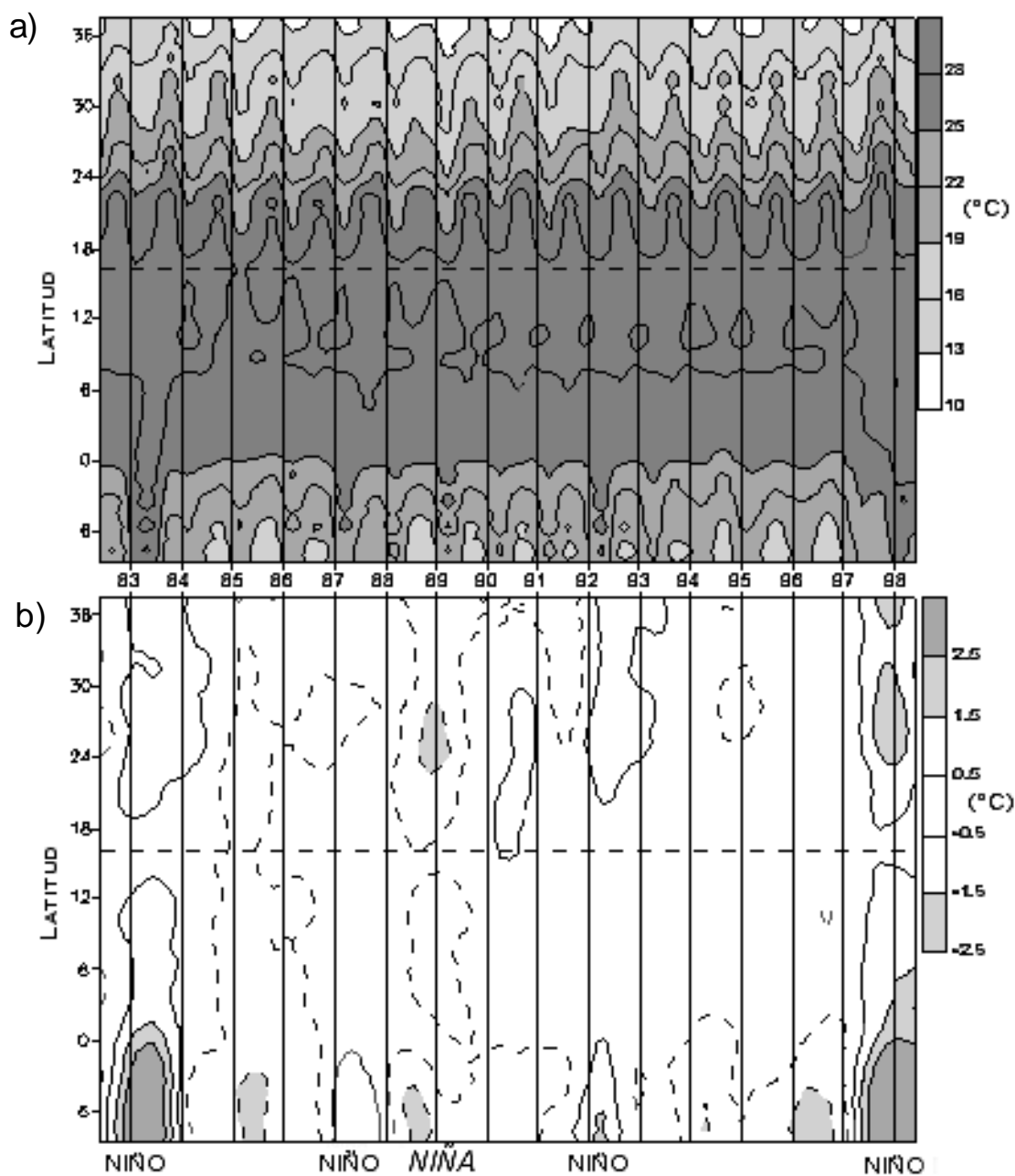


Fig. 3.19. Evolución (año-mes vs. latitud) de a) la temperatura superficial del mar (medias mensuales) para cuadrantes costeros a lo largo de el Pacífico Mexicano y b) de anomalías de las medias mensuales. Las anomalías negativas se grafican con contornos punteados. Márgen inferior: eventos El Niño registrados durante el periodo. En ambos paneles, 16°N se identifican con la línea punteada.



La Alberca de agua caliente del Pacífico Mexicano es un sistema que además de relacionarse con eventos de El Niño, establece nexos con otros eventos interanuales diferentes. El primero de ellos, el enfriamiento de 1985, que se registró en los gráficos como una lengua de anomalías frías que se extiende casi a todo lo largo de la costa, fue una señal intensa y persistente hacia las latitudes ecuatoriales. La fuerza de esta señal fue tal que, por única vez en el periodo, la alberca de agua caliente desapareció durante varios meses y en su lugar se registraron anomalías negativas menores a  $-0.5^{\circ}\text{C}$  (Lluch-Cota et al. 1997). Se ha analizado este fenómeno de enfriamiento en el Pacífico Tropical Mexicano durante 1985, cuando se presentó una termoclina muy somera, pero su origen y naturaleza no han sido completamente explicados. Una hipótesis preliminar es que en ese año se presentaron vientos intensificados que pudieron favorecer la ocurrencia de surgencias y/o de mezcla vertical.

El segundo evento anómalo es el calentamiento de 1990, que se observa como una lengua de anomalías cálidas que se originó próximo al núcleo de la alberca de agua caliente ( $16^{\circ}\text{N}$ ) y que, aparentemente, se propagó hacia el norte hasta alcanzar las latitudes  $30^{\circ}\text{N}$ . Este evento, muy localizado en la costa noroccidental de México, fue identificado como un calentamiento de latitudes medias (Salinas-Zavala et al. 1992). Este es un tipo de variabilidad interanual, originalmente descrita por Norton et al. (1985) para la región de la Corriente de California, que hasta ahora ha recibido muy poca atención. Por ello es significativo que 1990 sea la única ocasión, dentro del periodo analizado, en que el núcleo de la alberca de agua caliente registró anomalías superiores a  $0.5^{\circ}\text{C}$  correspondientes a su mayor intensificación. Para el caso del noroeste Mexicano, éste fue también un año benigno en términos de su baja aridez meteorológica (Salinas-Zavala et al. 1998), con beneficios especialmente para Baja California Sur, donde se modificaron los patrones de precipitación promedio, con lluvias abundantes durante todo el invierno (Salinas-Zavala et al. 1992).

En resumen, aunque la mayor parte de la variabilidad interanual de la alberca de agua caliente del Pacífico Mexicano está asociada con fenómenos El Niño o La Niña, en ciertos años aparecen anomalías térmicas que pueden provocar cambios en el clima regional de México, principalmente a lo largo de la costa del Pacífico.

