



CENTRO DE INVESTIGACIONES BIOLÓGICAS DEL  
NOROESTE, S. C.

---

---

Programa de Estudios de Posgrado

**CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS E HIDROGRÁFICAS DEL  
OCÉANO EN RELACIÓN CON LA DISTRIBUCIÓN DE LAS  
CAPTURAS DE ATÚN ALETA AMARILLA (*Thunnus albacares*) EN  
LA ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA.**

**T E S I S**

Que para obtener el grado de

**Doctor en Ciencias**

Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales  
(Orientación en: Biología Marina)

p r e s e n t a

**Ernesto Torres Orozco**

**La Paz, B. C. S. Diciembre 2004**

## ACTA DE REVISION DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B. C. S., siendo las 13:00 horas del día 30 de agosto del 2004, se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por la Dirección de Estudios de Posgrado del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C., para revisar la Tesis de Grado titulada:

### "CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS E HIDROGRÁFICAS DEL OCÉANO EN RELACIÓN CON LA DISTRIBUCIÓN DE LAS CAPTURAS DE ATÚN ALETA AMARILLA (*Thunnus albacares*) EN LA ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA "

Presentada por el alumno:

**Ernesto Torres Orozco**

Aspirante al Grado de DOCTOR EN CIENCIAS EN EL USO, MANEJO Y PRESERVACION DE LOS RECURSOS NATURALES CON ORIENTACION EN

**Biología Marina**

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

#### LA COMISION REVISORA

  
\_\_\_\_\_  
DR. ARTURO F. MUHLIA MELO  
CO-DIRECTOR DE TESIS

  
\_\_\_\_\_  
DR. ARMANDO TRASTOR CASTRO  
CO-DIRECTOR DE TESIS

  
\_\_\_\_\_  
DRA. SOFÍA ORTEGA GARCÍA  
CO-TUTOR

  
\_\_\_\_\_  
DR. FRANCISCO ARREGUIN SÁNCHEZ  
CO-TUTOR

  
\_\_\_\_\_  
DR. GUILLERMO GUTIÉRREZ DE VELASCO SANROMÁN  
CO-TUTOR

  
\_\_\_\_\_  
DRA. THELMA ROSA CASTELLANOS CERVANTES,  
DIRECTORA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

## COMITÉ TUTORIAL

Dr. Arturo F. Muhlia Melo	Co-Director de Tesis
Dr. Armando Trasviña Castro	Co-Director de Tesis
Dra. Sofía Ortega García	Co-Tutor
Dr. Francisco Arreguín Sánchez	Co-Tutor
Dr. Guillermo Gutiérrez De Velasco Sanromán	Co-Tutor

## COMITÉ REVISOR DE TESIS

Dr. Arturo F. Muhlia Melo  
Dr. Armando Trasviña Castro  
Dra. Sofía Ortega García  
Dr. Francisco Arreguín Sánchez  
Dr. Guillermo Gutiérrez De Velasco Sanromán


## JURADO DEL EXÁMEN DE GRADO

Dr. Arturo F. Muhlia Melo	Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste
Dr. Armando Trasviña Castro	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada en La Paz, B. C. S.
Dra. Sofía Ortega García	Centro de Investigación Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional en La Paz, B. C. S.
Dr. Francisco Arreguín Sánchez	Centro de Investigación Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional en La Paz, B. C. S.
Dr. Guillermo Gutiérrez De Velasco Sanromán	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada en La Paz, B. C. S.
<b>Suplente:</b> Dr. Salvador Lluch Cota	Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste

## Resumen:

Características dinámicas e hidrográficas del océano en relación con la distribución de las capturas de atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*) en la entrada al Golfo de California.

Resumen aprobado por:



---

DR. ARTURO F. MUHLIA MELO



---

DR. ARMANDO TRASMUÑA CASTRO

Se usaron datos de captura de la pesquería de atún aleta amarilla (AAA) para estudiar la relación entre la variación estacional, interanual y espacial del AAA con eventos El Niño y con la presencia/ausencia de estructuras de mesoescala en la entrada al Golfo de California (19°-24°N y 104°-112°W). Se analizan las características hidrográficas del área de estudio. Las capturas de AAA están distribuidas sobre el talud continental, alrededor de islas y montes submarinos, dentro del Golfo de California y afuera de la costa oeste de Baja California. El verano y otoño muestran la mínima captura de AAA y al mismo tiempo la más alta Temperatura Superficial del Mar (TSM) del año. De invierno a primavera la abundancia aumenta. A lo largo del año se observan altas concentraciones de lances alrededor de las Islas Mariás y Cabo Corrientes a través del año, particularmente en marzo y junio. De mayo a junio ocurre un frente térmico afuera de Cabo San Lucas. Este coincide con un máximo en la abundancia de AAA. La mayoría de los lances de AAA están localizados sobre el lado caliente del frente. En febrero y abril se encontró un chorro de agua caliente (>28°C) con un ancho de 1.5 radios de Rossby (~20.6 Km) que cubre toda la plataforma continental afuera de Cabo Corrientes. Su velocidad promedio es 0.31 ms<sup>-1</sup> y se extiende al norte del bajo 'Roca Corbetera'. La interacción con el agua fría genera una zona frontal alrededor de la cual se aglomeran las capturas de AAA. En contraste, durante marzo se observó una región de surgencia costera con TSM de 18°C, con un ancho de 3.7 radios de Rossby de agua fría hacia afuera de la costa y cubriendo 2600 Km<sup>2</sup>. Las capturas de AAA ocurren en agua caliente, hacia el norte de la zona de surgencia. En relación a la variación interanual la distribución latitudinal de las capturas en el área de estudio se incrementa de sur a norte para el periodo 1990-1999. Altas capturas y esfuerzo esta concentrado en la banda zonal entre 22°N y 23°N, y acumulan el 48% de la captura total realizada durante el periodo de 10 años. Esta banda esta fuertemente correlacionada con el evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Dos periodos de capturas altas ocurrieron después de los eventos ENOS en 1991 y 1997. Altas capturas ocurren con el arribo de anomalías positivas de TSM en el área de estudio. Se observó un retraso de 2 a 4 meses entre la ocurrencia de la máxima anomalía de TSM en el ecuador y tales máximos de captura. Sin embargo, el mayor efecto se observa entre 12 y 14 meses posteriores al fenómeno de El Niño. Previo a estos eventos la característica dominante en el área de estudio fue la presencia de anomalías negativas de TSM y bajas capturas. Este comportamiento: anomalías negativas de TSM asociadas con bajas capturas, seguida de anomalías positivas de TSM asociadas con altas capturas, es atribuido a un patrón migratorio hacia el polo originado por el forzamiento de El Niño.

**Palabras clave:** atún aleta amarilla, procesos de mesoescala, evento El Niño, Pacífico mexicano.

### Abstract:

Ocean dynamic and hydrographic features in connection with the catch distribution of Yellowfin Tuna (*Thunnus albacares*) at the entrance to the Gulf of California.

Abstract approved by:



Dr. Arturo F. Muhlia Melo



Dr. Armando Trasviña Castro

Fisheries catch data of yellowfin tuna (YFT) were used to study the relationship among the temporal and spatial variations of the YTF with ENSO events and with the presence/absence of mesoscale structures at the entrance to the Gulf of California (19°-24°N and 104° -112°W). Hydrographic characteristics of the study area are also analyzed. YFT catches are distributed mainly on the continental slope, around islands and seamounts, inside the Gulf of California and off the west coast of Baja California. Summer and autumn show minimum YFT abundance and at the same time the region shows the highest Sea Surface Temperature (SST) of the year. Catches increase from winter to spring. High concentrations of sets occur throughout the year around Islas Marias and Cabo Corrientes, in particular March and June. Dynamic mesoscale features were detected in the study area using SST high resolution infrared satellite imagery (AVHRR). A thermal front occurs off Cabo San Lucas from May to June. This coincides with a maximum in abundance of YFT. Most YFT sets are located on the warm side of the front. During February and April a warm (>28°C) coastal jet off Cabo Corrientes is also observed. This jet is 1.5 Rossby radius (some 20.6 Km) in width, covering all the continental shelf off Cabo Corrientes. The jet moves at an average speed of 0.31m/s and it extends north to a seamount ('Roca Corbetera'). The interaction with cooler water generates a frontal zone around YFT catches are agglomerate. In contrast, during March the wind field is more favorable for the developments of coastal upwelling off Cabo Corrientes. We observe an upwelling region with SST of 18 °C with an offshore width of about 3.7 Rossby radius of cold water, covering some 2600 km<sup>2</sup>. YFT catches occur in warmer water northward of the upwelling zone. For the whole area, latitudinal catch distribution is found to increase from south to north for the 10-year period. Highest catch and effort are concentrated in the zonal band between 22°N and 23° N. This band accumulates 48% of the total catch over the 10-year period. This band is also found to be strongly correlated with El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events. Two periods of high catches occur following El Niño events in 1991 and 1997. Catch peaks are triggered by the arrival of positive anomalies of sea surface temperature (SST) to the area. A delay of 2 to 4 months is observed between the occurrence of maximum SST anomalies at the equator and such catch peaks. Prior to these events, negative SST anomalies were the dominant feature in the area and catches were low. This behavior of negative SST anomalies associated with low catches, followed by positive SST anomalies associated to high catches, is attribute to a northward migration patterns driven by El Niño.

**Key words:** yellowfin tuna, Mexican Pacific, mesoscale processes, El Niño event.

## **Dedicatoria**

### **A la memoria de mis Papás:**

Ing. Antonio Torres Galván y Dolores Orozco de Torres.

A ellos les dedico este trabajo de manera muy especial, ya que con su ejemplo, amor, consejos y motivación me impulso a seguir este camino en mi superación académica. En donde quiera que estén...Gracias.

A Lulú por todo su apoyo para el logro de esta meta. Gracias.

A mis pequeñas, Daritza Guadalupe y Valeria Meritxell por el tiempo que no les pude dedicar en sus primeros años de vida, por su cariño y amor que me motivaron para continuar y concluir.

A mis hermanos, Lety, Paty, Lorena, Lolita (Q.E.P.D.) ,Toño y Miriam por la motivación que siempre me han dado para seguir adelante.

## **Agradecimientos**

Al CONACYT por el apoyo recibido a través de la beca 60997 y al PROMEP-SEP por el apoyo con una beca complementaria para realizar mis estudio de doctorado.

Al Dr. Carlos Salazar Silva, Rector de la Universidad de Colima, por apoyarme para la realización de mis estudios de Doctorado hasta la terminación de este proyecto académico.

Al Dr. Arturo Muhlia Melo y al Dr. Armando Trasviña Castro, quienes me apoyaron para realizar este estudio hasta la culminación del mismo.

A la Dra. Sofía Ortega, al Dr. Francisco Arreguín y al Dr. Guillermo Gutiérrez, quienes con sus comentarios, sugerencias y recomendaciones enriquecieron el presente trabajo.

Al proyecto ATUN-CICIMAR del CICIMAR (Centro de Investigación Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional en La Paz, B.C.S.), en particular a la Dra. Sofía Ortega García por proporcionar los datos de captura. Así como al Programa Atún Delfín, en particular al Dr. Michel Dreyfus, por proporcionar datos de captura de atún aleta amarilla.

Al CICESE, Unidad La Paz, por proporcionar las imágenes de AVHRR usadas en este trabajo.

Al Dr. Guillermo Gutiérrez (CICESE, Unidad La Paz), por el uso del ggv\_box para matlab y a Rich Pawlowicz creador del paquete de graficado M\_MAT para Matlab.

NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1994 data provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>

A la Dra. Thelma Rosa Castellanos Cervantes, Directora de Estudios de Posgrado, por su apoyo para la culminación de esta etapa de mi formación académica.

Al personal de la Biblioteca Ciencias del Mar de la Universidad de Colima, en particular a la administración de la Licda. Rocio Vaca Ruelas, por el apoyo con la búsqueda y obtención de artículos científicos en revistas especializadas, así como por las facilidades otorgadas en sus instalaciones al reincorporarme a la Universidad.

Al personal de la Biblioteca del CIBNOR por su apoyo en la búsqueda y obtención de artículos científicos en revistas especializadas y a Adriana Lamda por el diseño de póster y portadas del CD de tesis.

Al CIBNOR por la formación Académica de Alto Nivel con el cual me ha formado.

A Osvelia y Bety (Control Escolar), a Lety (Becas), a Horacio y Manuel (Centro de Cómputo) por su amistad y apoyo durante mi permanencia en el CIBNOR.

Al CICESE por el apoyo en sus instalaciones ubicadas La Paz, B. C. S.

## CONTENIDO

<b>I. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
I.1. GENERALIDADES: .....	1
I.2. REGIÓN DE ESTUDIO: .....	2
I.3. ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS EN LA REGIÓN DE ESTUDIO. ....	4
I.4. ASPECTOS DEL ATÚN ALETA AMARILLA.....	11
<b>III. OBJETIVO.....</b>	<b>18</b>
<b>V. MATERIALES Y MÉTODOS. ....</b>	<b>19</b>
V.1. DESCRIPCIÓN DE DATOS. ....	19
V.1.1. <i>Base de datos de captura</i> .....	19
V.1.2. <i>Datos hidrográficos e imágenes de satélite de TSM</i> .....	19
V.2. PROCESAMIENTO DE DATOS. ....	20
V.2.1. <i>Datos de captura.</i> .....	20
V.2.2. <i>Datos hidrográficos</i> .....	21
<b>VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>22</b>
VI.1. DISTRIBUCIÓN DE LAS CAPTURAS DE ATÚN ALETA AMARILLA. ..	22
VI.1.1 <i>Distribución espacial y estacional</i> .....	22
VI.1.2. <i>Variación latitudinal de la captura</i> .....	33
VI.1.3. <i>Variación interanual de las capturas de atún aleta amarilla.</i> .....	36
VI.1.4. <i>Variación interanual de la captura por tipo de pesca.</i> .....	40
VI.2. DISTRIBUCIÓN ESTACIONAL DE VARIABLES OCEANOGRÁFICAS..	42
VI.2.1. <i>Comportamiento estacional de la temperatura superficial del mar.</i> .....	42
VI.2.2. <i>Distribución estacional de la salinidad superficial del mar.</i> .....	55
VI.2.3. <i>Comportamiento estacional de la capa mezclada.</i> .....	67
VI.2.4. <i>Distribución estacional de las capturas y la TSM.</i> .....	78
VI.3. CASO DE ESTUDIO: ESTRUCTURAS DE MESOESCALA Y DISTRIBUCIÓN DE LAS CAPTURAS DE ATÚN ALETA AMARILLA AFUERA DE CABO CORRIENTES, JAL. MÉXICO. ....	82
<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>104</b>
<b>RECOMENDACIÓN: .....</b>	<b>107</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>108</b>
<b>ARTÍCULOS PRODUCTO DE ESTE TRABAJO.....</b>	<b>116</b>



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio.....	3
Figura 2. Patrón de circulación oceánica típico de verano (a) e invierno (b) de acuerdo a Wyrтки, (1965). Se indica con línea a trazos la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), CC: Corriente de California, CNE: Corriente Nor-Ecuatorial y CSE: Corriente Sur-Ecuatorial, CCNE: Contra Corriente Nor-Ecuatorial y CCCR: Corriente Costera de Costa Rica. ....	10
Figura 3. Distribución de lances sobre atún aleta amarilla realizados por la flota de cerco mexicana en la entrada al Golfo de California de 1990 a 1999.....	23
Figura 4. Distribución promedio mensual de la captura de atún aleta amarilla en enero (a) y febrero (b) para el periodo 1990-1999.....	27
Figura 4. (Continuación) marzo (c) y abril (d). ....	28
Figura 4. (Continuación) mayo (e) y junio (f). ....	29
Figura 4. (Continuación) julio (g) y agosto (h).....	30
Figura 4. (Continuación) septiembre (i) y octubre (j).....	31
Figura 4. (Continuación) noviembre (k) y diciembre (l).....	32
Figura 5. Distribución latitudinal de la captura y lances en el periodo 1990-1999. ....	33
Figura 6. Captura anual de atún aleta amarilla por franja de latitud para el periodo 1990 a 1999.....	35
Figura 7. Captura anual de atún aleta amarilla durante el periodo 1990-1999 dentro del área de estudio. Las zonas sombreadas indican periodos relacionados con eventos de El Niño. ....	35
Figura 8. (a) aTSM in la región Niño 3, (b) aTSM en el área de estudio y c) capturas de atún aleta amarilla. Las líneas verticales son referidas en el texto. Las barras en la parte superior indica los eventos de calentamiento o enfriamiento en el Pacífico ecuatorial central de acuerdo Centro de Predicción del Clima (NOAA): Calentamiento fuerte (CF), Calentamiento moderado (CM) y episodio frío (Frío).....	39
Figure 9. Relación entre las dos principales técnicas de captura empleadas por la flota atunera mexicana de cerco que operó en el área de estudio durante 1990-1999: brisa (B) y delfín (D).....	41

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura 10. Distribución promedio mensual de la temperatura superficial del mar en el área de estudio, enero (a), febrero (b). Los datos corresponden a la climatología de Levitus 1998 ( NODC World Ocean Atlas 1998 data set).....	48
Figura 10. (Continuación) marzo (c) y abril (d). .....	49
Figura 10. (Continuación) mayo (e) y junio (f) .....	50
Figura 10. (Continuación), septiembre (i) y octubre (j).....	52
Figura 10. (Continuación) noviembre (k) y diciembre (l) .....	53
Figura 11. Distribución anual de la temperatura superficial del mar en el área de estudio. Se muestra la temperatura mínima, máxima y promedio mensual con respecto a toda el área. La línea continua corresponde al ajuste por cuadrados mínimos hecho a los valores promedio. ....	54
Figura 12. Distribución promedio mensual de la salinidad superficial del mar en el área de estudio, enero (a) y febrero (b). Los datos corresponden a la climatología de Levitus 1998 ( NODC World Ocean Atlas 1998 data set).....	60
Figura 12. (Continuación), julio (g) y agosto (h).....	63
Figura 12. (Continuación), septiembre (i) y octubre (j).....	64
Figura 13. Distribución anual de la salinidad superficial del mar en el área de estudio. Se muestra la salinidad mínima, máxima y promedio mensual con respecto a toda el área. La línea continua corresponde al ajuste por cuadrados mínimos hecho a los valores promedio... ..	66
Figura 14. Distribución promedio mensual de la profundidad de la capa de mezcla en el área de estudio, en enero (a) y febrero (b). Los datos corresponden a la climatología de Levitus 1998 ( NODC World Ocean Atlas 1998 data set).....	71
Figura 14. (Continuación), marzo (c) y abril (d). .....	72
Figura 14. (Continuación), mayo (e) y junio (f). .....	73
Figura 14. (Continuación), julio (g) y agosto (h).....	74
Figura 14. (Continuación), septiembre (i) y octubre (j).....	75
Figura 14. (Continuación), noviembre (k) y diciembre (l). .....	76

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura 15. Variación mensual de la profundidad de la capa de mezcla para toda el área de estudio. Los extremos de las líneas verticales corresponden al valor mínimo y máximo, los círculos negros indican el valor promedio y la línea continua es una curva ajustada por cuadrados mínimos .....	77
Figura 16. Temperatura superficial del mar promedio estacional en invierno (a) y primavera (b). Sobrepuestas a la imagen esta la posición de las capturas de atún aleta amarilla de cada época (cruces blancas).....	79
Figura 16. (Continuación) verano (c) y otoño (d).....	81
Figura 20. Representación esquemática de una surgencia sobre la costa oeste del continente en el hemisferio norte.....	84
Figura 21. Batimetría de la región de Cabo Corrientes e Islas Marías. Se indica la posición de dos zonas de bajos: El Banco (EB) y Roca Corbetera.....	86
Figura 22. Distribución de la captura en enero (a) y febrero (b) durante el periodo 1990-1999.....	91
Figura 22. (Continuación), marzo (c) y abril (d). .....	92
Figura 22. (Continuación), mayo (e) y junio (f). .....	93
Figura 23. Distribución de las capturas de AAA junto con la temperatura superficial del mar en junio de 1998.....	94
Figura 24. Imagen de temperatura superficial del mar del 10 de febrero del 2003.....	94
Figura 24. Se muestra el campo de viento (a) correspondiente al 18 de marzo de 2003 junto con la velocidad del bombeo de Ekman (b) expresado en m/d. Los datos fueron obtenidos de QuickScat.....	96
Figura 26. Imágenes de TSM de alta resolución (AVHRR) que muestra el desarrollo de un evento de surgencia sobre la región costera de Cabo Corrientes. Las imágenes corresponden al día 20 (a), 21 (b) y 23 (c) de marzo del 2003.....	101
Figura 27. Condición bajo la cual la inestabilidad de un filamento se debe a la interacción con la batimetría. Las líneas a trazos señalan el valor de $g'$ para $\theta^*=6$ . .....	102

**CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS E HIDROGRÁFICAS DEL OCÉANO EN  
RELACIÓN CON LA DISTRIBUCIÓN DE LAS CAPTURAS DE  
ATÚN ALETA AMARILLA (*Thunnus albacares*) EN LA  
ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA.**

## **I. INTRODUCCIÓN.**

### **I.1. Generalidades:**

El atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*) es una especie epipelágica. Se encuentra en aguas tropicales y subtropicales, en zonas costeras y oceánicas de todo el mundo excepto en el Mediterráneo (Cole, 1980). Son predadores altamente especializados y migratorios. Es una especie oceánica de tipo oportunista generalista debido a que se alimenta de diversas especies, dependiendo de los lugares en donde se encuentre.

La característica migratoria que muestran los atunes está relacionada con distintos factores, tales como las condiciones ambientales, la disponibilidad de alimento (Hela y Laevastu, 1962) y con el ciclo reproductivo.

En la actualidad hay poca información sobre las características hidrográficas y dinámicas prevalecientes en las regiones de captura del atún, debido a que con frecuencia los datos de pesquerías y oceanográficos son tomados separadamente tanto en espacio como en tiempo, por lo que las investigaciones realizadas en torno a estos aspectos han utilizado datos estadísticos de capturas y oceanográficos promediados en espacio y tiempo. Sin embargo, tanto los promedios estadísticos de las capturas como los datos ambientales

pueden algunas veces enmascarar, más que poner en claro, la relación entre la densidad de especies y las condiciones del medio ambiente. (Sharp, 1978; citado por Brill R. W. et al., 1997).

Estudios realizados por Wild (1991) en el Domo de Costa Rica, muestran una relación entre las capturas de atún y la profundidad de la termoclina. Sin embargo, ¿existen similitudes entre el comportamiento de la pesquería en el Domo de Costa Rica y la entrada al Golfo de California?. Es decir, ¿podemos encontrar relaciones entre disponibilidad del recurso a la pesquería y la profundidad de la termoclina?. Probablemente en la región adyacente al Golfo de California el comportamiento no sea tan sencillo, ya que la abundancia puede estar relacionada con otros factores, fenómenos de El Niño o como las corrientes de mesoescala (giros, filamentos) que concentran o dispersan el alimento.

## **I.2. Región de estudio:**

El área de estudio se localiza en el Pacífico central mexicano, en la zona de convergencia del Giro del Pacífico Norte donde la Corriente de California se separa del continente y se encuentra con la Corriente Nor-Ecuatorial. Se extiende de los 19° a 24° de latitud norte y de 104° a 112° de longitud oeste. Cubre una superficie aproximada de 3900 Km<sup>2</sup> y abarca una extensión de unos 1000 Km de litoral (Fig. 1). Tiene una estructura hidrográfica compleja debido a la confluencia de diferentes masas de agua (Roden y Groves, 1959; Roden, 1964, 1972; Wyrki, 1966; Álvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979; Bray y Robles, 1991; Torres-Orozco, 1993).

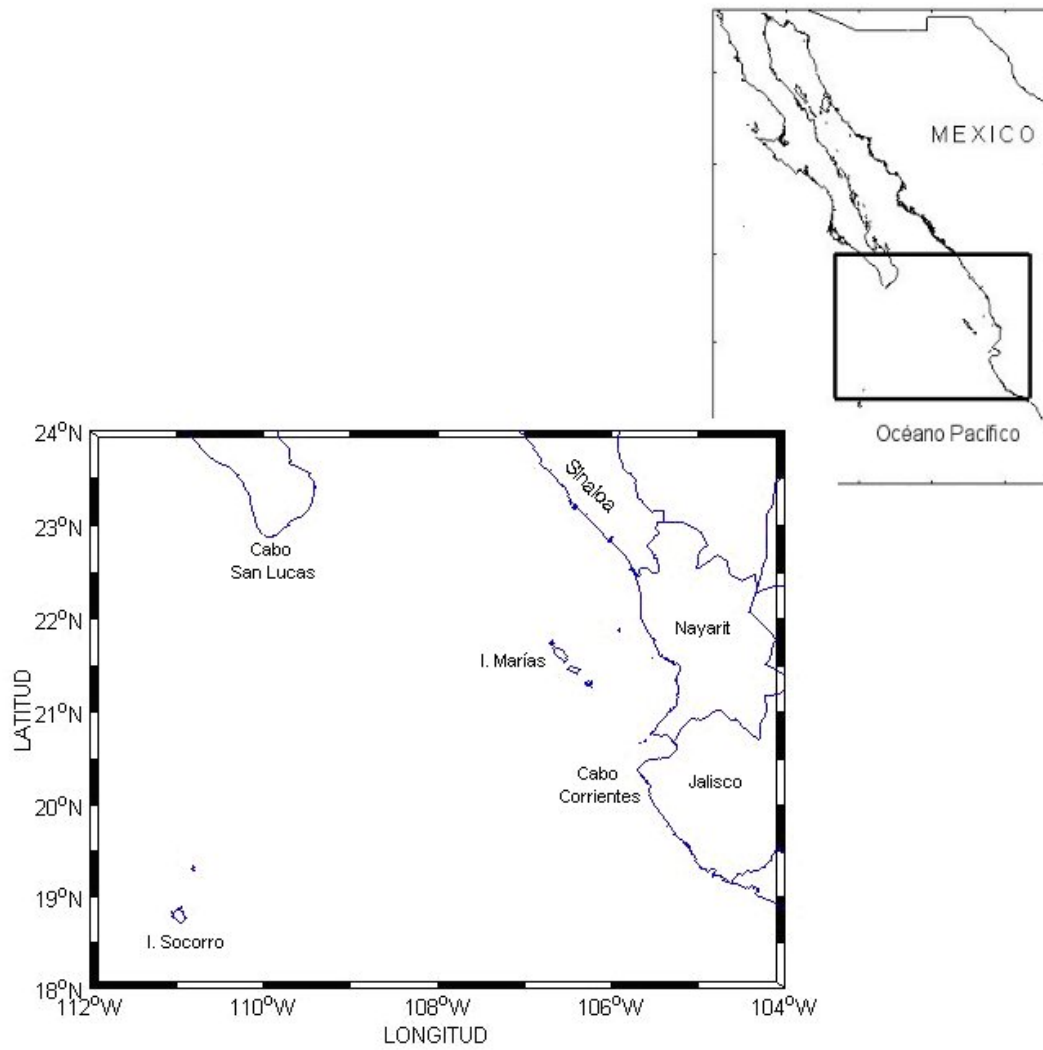


Figura 1. Área de estudio.

### **I.3. Aspectos oceanográficos en la región de estudio.**

La interacción que se produce en el área de estudio entre las distintas masas de agua que aquí convergen (Torres-Orozco, 1993) forma regiones con marcados gradientes de temperatura. A este tipo de estructuras se le conoce como frentes térmicos. El frente más importante de la zona ocurre afuera de Cabo San Lucas y presenta su intensidad máxima en junio (Blackburn, 1969; Collins *et al.*, 1997) cuando confluyen tres masas de aguas superficiales. Estas son el Agua de la Corriente de California (ACC), el Agua del Golfo de California (AGC) y la masa de Agua Superficial Ecuatorial (ASE) (Griffiths, 1963). El ACC transporta agua de origen subártico que es fría y de baja salinidad (comparativamente pesadas) y las dos restantes, el AGC y el ASE, transportan agua liviana de mayor temperatura (Griffiths, 1968; Roden, 1972 y Torres-Orozco, 1993).

No obstante la importancia de los Frentes oceánicos como zonas de alimentación o como barreras naturales para el atún aleta amarilla, en el Pacífico Mexicano no se han realizado estudios acerca de la interacción de éste recurso marino con esas estructuras térmicas. El trabajo más cercano sobre interacciones biofísicas fue el realizado por Blackburn (1965) en el Golfo de Tehuantepec. Este autor reporta un desfase de tres meses entre la ocurrencia de topografía en la picnoclina (frente térmico) y el arribo del atún a la zona. Las características de sus datos no le permitieron hacer un análisis más detallado de la interacción entre el ambiente físico y la presencia/ausencia de atún. Aunque en otros trabajos se hace referencia a la importancia de los frentes térmicos, la resolución de la información en espacio y tiempo han impedido un análisis de la interacción de estos con la

presencia de atún aleta amarilla, tal es el caso de Bautista (1997): Ortega-García (1998) y Ortega-García y Lluch-Cota (1996).

El ASE se caracteriza por temperaturas mayores a los 18 °C y salinidades menores a 35 ppm (partes por mil). El AGC se distingue por su alta salinidad (>35 ppm) y amplio rango de temperaturas. Su presencia en el área de estudio es muy limitada por su interacción con la ASE. La masa de agua más fría de todas corresponde al ACC cuya temperatura varía entre los 12 y 18 °C y se caracteriza por salinidades menores a 34.5 ppm. La presencia de estas masas de agua tiene un comportamiento estacional modulado por el patrón de circulación superficial del Pacífico oriental e interanual modulado por el fenómeno de El Niño principalmente (Robles y Marinote, 1987, Torres-Orozco, 1993).

Por debajo de la superficie se encuentran la masa de agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) la cual posee un amplio rango de temperatura (9 a 18 °C), su salinidad es mayor a 34.5 y menor a 35 ppm. La masa de Agua Intermedia del Pacífico (AIP) se ubica por debajo de todas las anteriores. El AIP se distingue por el mínimo profundo de salinidad (34.5 ppm), la temperatura varía de 4 a 9 °C y la salinidad entre 34.5 y 34.8 ppm. Por último, la masa de Agua Profunda del Pacífico (APP) es la más profunda de las masas de agua presentes en el área de estudio. En un diagrama Temperatura-Salinidad el APP se identifica por temperaturas menores de 4 °C y salinidades mayores de 34.5 ppm.



Las corrientes costeras frente a Cabo Corrientes presentan un flujo hacia el norte la mayor parte del año. Estas corrientes transportan agua cálida de relativa baja salinidad de origen tropical (Zamudio *et al.*, 2001).

De acuerdo con Wyrcki, (1965), la circulación oceánica de gran escala en el Pacífico tropical oriental presenta tres patrones estacionales. El primer patrón abarca de agosto a diciembre. El segundo periodo va de febrero a abril y el tercero de mayo a julio.

El primer patrón de circulación corresponde a las estaciones climáticas de verano-otoño. Considerando el esquema de circulación de septiembre propuesto por Wyrcki (1965) como típico de verano (Fig. 2a), el patrón de circulación se caracteriza por la presencia e intensificación de la Contra Corriente Nor-Ecuatorial (CCNE). Esta corriente se desarrolla a medida que la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical) se desplaza hacia el norte del Ecuador, cerca de los 10° N. La CCNE fluye hacia la costa y alimenta a la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR), la cual se desplaza a lo largo de la costa hasta cerca de los 20° N. Para otoño la ZCIT inicia su regreso hacia su posición más al sur (3° N) y la CCNE disminuye en intensidad.

El segundo patrón de circulación corresponde a invierno (Fig. 2b). En esta época la Corriente de California se desplaza paralela a la costa pero se separa del continente cerca de los 23° N. A finales del invierno, el flujo principal de la CC penetra más hacia el sur y alimenta a la Corriente Nor-Ecuatorial. La ZCIT se localiza cerca de los 3°N y la Contra-

Corriente Nor-Ecuatorial está prácticamente ausente, ya que solo se observa al oeste de los 120° O. Con la ausencia de la CCNE la CCCR se debilita y los flujos costeros en el Pacífico Tropical mexicano son hacia el sur.

El tercer patrón de circulación corresponde a las condiciones de primavera-verano. En este periodo la ZCIT inicia su desplazamiento hacia el norte y con ello favorece la formación de la CCNE. Esta última se desplaza hacia la costa y alimenta a la CCCR la cual se desplaza hacia el norte (cerca de 20°N). En esta época (junio) la CC alcanza su máxima intensidad y presencia en la región adyacente a la entrada del Golfo de California (23° N, Lynn y Simpson 1987). La CC provee a la Corriente Nor-Ecuatorial (CNE) y a medida que la CCNE se intensifica tanto la CNE como la CC se recorren hacia el norte.

Acorde con lo descrito por Wyrcki (1965), Roden (1964) reportó la presencia de un flujo superficial entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes con dirección hacia el sureste en el periodo febrero-mayo. En junio y septiembre la dirección de este flujo es hacia el noreste, siendo más intensos en verano que en invierno, 21cm/s y 10 cm/s respectivamente.

La región también es afectada por señales de alta frecuencia producidas por el paso de tormentas y huracanes (Zamudio *et al.*, 2001) y por la presencia de Ondas de Kelvin atrapadas a la costa durante eventos de El Niño (Enfield y Allen ,1983 y Spillane *et al.*, 1987).

Esta región es muy sensible al fenómeno de El Niño. Su principal respuesta está caracterizada por anomalías positivas de temperatura, del nivel del mar y por una alteración general del patrón de circulación (Baumgartner y Christensen, 1985; Robles y Marinone, 1987; Torres-Orozco, 1993; Lavín *et al.*, 1997; Trasviña *et al.*, 1999; Ortega-García *et al.*, 1999; Castro *et al.*, 2000; Bernal *et al.*, 2001; Durazo y Baumgartner, 2002).

Para entender cómo es que se altera el patrón de circulación oceánica durante un evento de El Niño conviene aquí señalar que este fenómeno representa una perturbación del sistema acoplado océano-atmósfera y ha sido muy estudiado en el Pacífico tropical (Cane, 1983, 1986; Enfield, 1989; Philander, 1990). Bajo condiciones no El Niño los vientos alisios son intensos, persistentes y mantienen su dirección de manera que impulsan a las corrientes Nor-Ecuatorial y Sur-Ecuatorial (CSE) que transportan aguas cálidas y de baja salinidad. Esto crea una diferencia en el nivel del mar, siendo mayor en la costa occidental del Pacífico Tropical que en las costas de Sudamérica.

Bajo condiciones de El Niño los vientos alisios se relajan y el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar disminuye. Esto ocasiona un debilitamiento en CNE y CSE que no permite mantener el nivel del mar más alto en las costas de Indonesia que en las costas del Pacífico Oriental. Lo anterior provoca un escurrimiento de aguas muy cálidas hacia el este, lo cual se manifiesta como anomalías positivas de TSM al este de la alberca de agua caliente del Pacífico occidental (al oeste de los 150° W). La CCNE se ve intensificada por la presencia de este flujo zonal, la CNE se desplaza hacia el norte y lo mismo ocurre con la

CC. De manera que el patrón de circulación oceánica de invierno (época en que se manifiesta este fenómeno con mayor intensidad) es similar al patrón observado en verano.

Diversos estudios señalan que las ondas ecuatoriales de Kelvin juegan un papel importante en la propagación oeste-este de la señal del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en el Pacífico Tropical (Wyrcki, 1975; McCreary, 1976; Hulburt *et al.*, 1976; Cane, 1983; Philander, 1990; Johnson y McPhaden, 1993). Debido a que la aceleración de Coriolis cambia de dirección al cruzar el ecuador, una banda ecuatorial de algunos cuantos grados (4° N a 4° S) actúa como una guía de ondas. Esta condición permite la existencia y propagación de las ondas ecuatoriales de Kelvin, las cuales se propagan con muy poca pérdida energía a lo largo de esa guía.

Durante el Niño 1997-1998 la circulación costera se alteró en toda la región. Dos chorros de corrientes con dirección al polo ocurrieron de forma consecutiva. Cada uno duró varias semanas y alteró drásticamente la circulación entre la costa de Michoacán (18° N) y la costa occidental de Baja California (28° N). Este fenómeno se observa claramente asociado con el paso de las ondas costeras de El Niño y es responsable por el acarreo de aguas de origen tropical hasta latitudes medias (Com. Pers. A. Trasviña y Strub y James, 2002)".

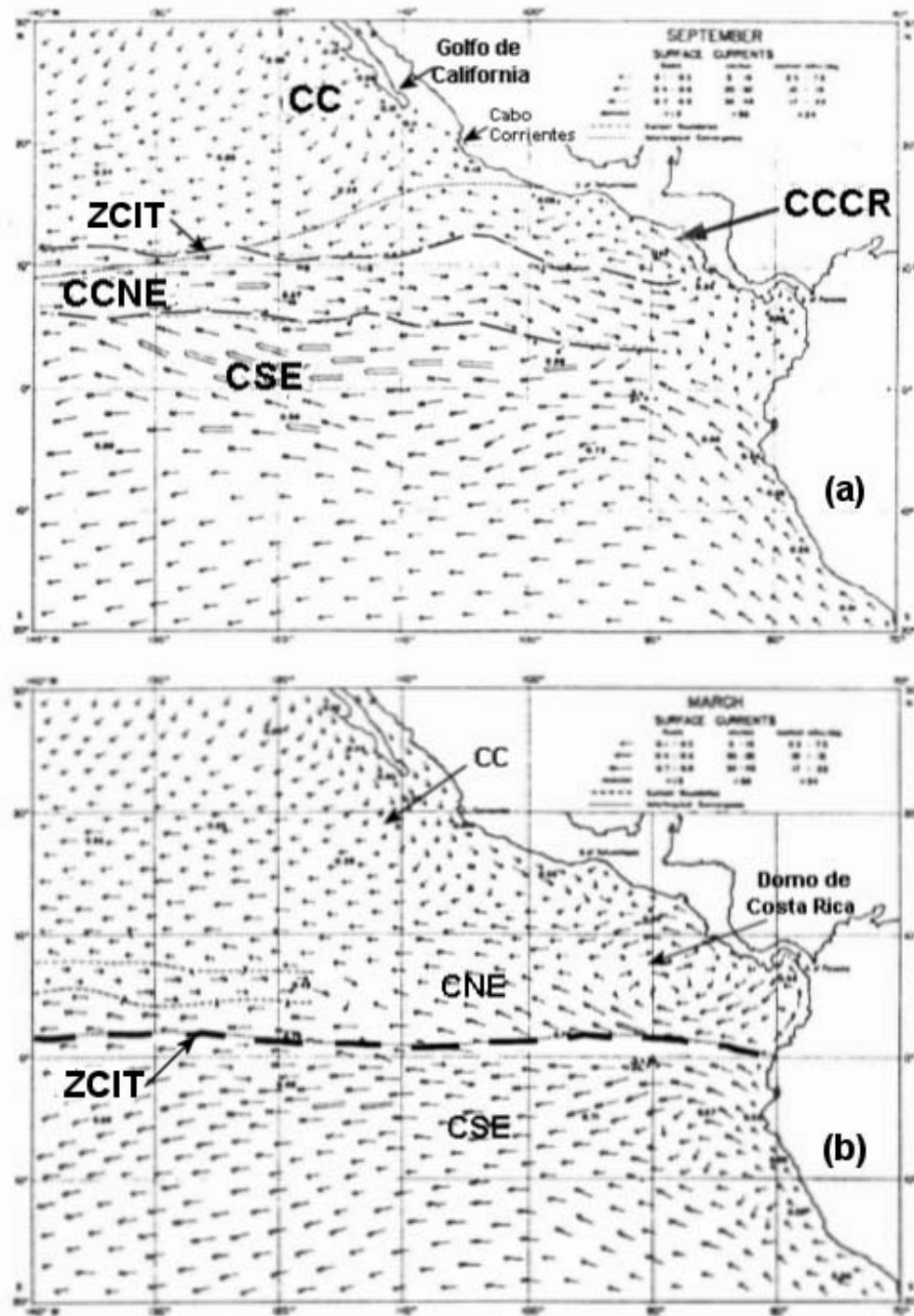


Figura 2. Patrón de circulación oceánica típico de verano (a) e invierno (b) de acuerdo a Wyrski, (1965). Se indica con línea a trazos la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), CC: Corriente de California, CNE: Corriente Nor-Ecuatorial y CSE: Corriente Sur-Ecuatorial, CCNE: Contra Corriente Nor-Ecuatorial y CCCR: Corriente Costera de Costa Rica.

#### **I.4. Aspectos del atún aleta amarilla.**

Varios autores han reportado una alta abundancia de atún aleta amarilla (AAA) en el área de estudio (Allen y Pusly, 1984; Castro-Ortiz y Quiñones-Velásquez, 1987; Muhlia-Melo, 1993; Ortega-García, 1998). Sin embargo, son pocos los estudios realizados en el Pacífico mexicano acerca de la interacción del AAA con el ambiente físico. De acuerdo con Blackburn (1965, 1969), la mayor abundancia de AAA coincide con una temperatura superficial del mar (TSM) de 20 °C a 30 °C pero puede estar presente en regiones con TSM de 18 °C a 31 °C. Este autor señala los 30 °C como la temperatura óptima de ocurrencia del AAA. Otros estudios como el de Laevatus y Rosa (1963) y Castro-Ortiz y Quiñones-Velásquez (1987) mencionan que el AAA está en concentraciones comerciales en regiones con TSM de 20 °C a 28 °C. Por su parte, Ortega-García (1998) reporta que el AAA se distribuye en regiones donde la TSM es de 17 °C a 31 °C y señala los 28 °C como la temperatura en la que se encuentra atún con más frecuencia.

La presencia del atún en la entrada al Golfo de California también podría estar relacionada con los periodos de reproducción y desove. El atún desova en las extensas áreas tropicales de los océanos del mundo (Wild, 1993). En el Pacífico Oriental esto ocurre ininterrumpidamente entre el ecuador y los 20° N. El atún presenta dos periodos reproductivos que están altamente relacionados con la TSM. Para el caso del Pacífico mexicano estos ocurren en abril-mayo y octubre-noviembre (González y Ramírez, 1989). Richards y Simmons (1971); Davis *et al.* (1990); Muhlia-Melo (1993) y Boehlert y Mundy (1994) han considerado la isoterma de 24° C como una isoterma límite, es decir, que es la

mínima temperatura para el desove y por lo tanto las regiones de reproducción se extiende desde el ecuador hasta la posición de esa isoterma, tanto al norte como hacia el sur del ecuador. Otros consideran que la temperatura mínima para el desove es 26 °C (Sund *et al.*, 1981). En el área de estudio el desove de aleta amarilla ocurre cuando la TSM es superior a los 24 °C (Shingu *et al.*, 1974). Hacia el sur del área de estudio, por ejemplo en el Golfo de Tehuantepec, los desoves ocurren con temperaturas entre 26 °C y 29 °C. En la región oceánica, al oeste de los 110° O, las temperaturas superficiales muestran una variabilidad mayor y los desoves ocurren a temperaturas entre 24 °C y 29 °C (Schaefer, 1998).

La distribución horizontal del atún puede estar relacionada con el desplazamiento y distribución de ciertas isotermas. Blackburn *et al.*, (1962) y Broadhead y Barrett (1964), reportan que los movimientos estacionales del atún son similares a los observados en la isoterma de 21 °C a lo largo del año. En la costa occidental de la Península de Baja California se ha observado que la trayectoria migratoria descrita por los cardúmenes de AAA guarda una relación estrecha con el desplazamiento de la isoterma de 21 °C (Blackburn, 1969). Un estudio más reciente en esta zona, relaciona el desplazamiento del atún con el desplazamiento de las isotermas de 19 °C y 20 °C (Bautista, 1997).

Blackburn (1969), señaló que la distribución de las pesquerías de AAA podrían cambiar en la forma en que las isotermas de 18 °C -20 °C y de 28 °C-31 °C cambien su distribución. Esto es, que la distribución de la pesquería esta acotada por aquellas isotermas. Los resultados de Ortega-García (1998), muestran una clara asociación de las zonas de captura con la temperatura superficial del mar. La flota atunera emplea varios

indicadores para localizar las zonas de pesca, siendo la temperatura uno de ellos. De acuerdo con Laevatus y Rosa (1963) el atún se encuentra principalmente en regiones con temperatura entre los 20 °C y 28 °C, pero si el alimento es el factor limitante puede encontrarse en áreas con temperatura de hasta 17 °C. Tal es el caso de la pesca sobre cardúmenes libres en la costa occidental de la Península de Baja California, la cual de acuerdo Bautista-Cortés (1997) sigue la distribución de las isotermas de 18 °C a 21 °C.

Las preferencias del atún a ciertos intervalos de temperatura también dependen del tipo de asociación en que se encuentran en su medio natural. En el Pacífico mexicano, durante el periodo 1985-1990, la mayoría de los lances exitosos en cardúmenes asociados a delfines ocurrieron a una TSM de 28 °C. En contraste, las capturas sobre cardúmenes libres ocurrieron a una TSM de 23 °C (Gómez-Muñoz *et al.*, 1992).

También las áreas con mayores capturas son con frecuencia encontradas cercanas a los frentes oceánicos. Estos frentes se caracterizan por ser zonas altamente productivas, en donde las propiedades físicas del agua de mar tales como la temperatura, la salinidad y concentración de nutrientes presentan un fuerte gradiente horizontal (Ortega-García y Lluch-Cota, 1996).

Muhlia-Melo (1993), señala que el éxito de pesca del AAA esta asociado a la profundidad de la termoclina, pero señala también que existe muy poca información sobre el efecto de las corrientes, que concentran o dispersan el alimento, en las capturas.



La distribución vertical del atún es asociada a varios factores: al espesor de la capa de mezcla, a la magnitud del gradiente vertical de temperatura y a la profundidad de algunas isotermas. Brill *et al.* (1997) señalan que el desplazamiento vertical del atún solo ocurre hasta temperaturas de 8 °C por debajo de la TSM, Consecuentemente, el atún pasa la mayor parte del tiempo a profundidades con temperatura uniforme, frecuentemente por arriba de 120 m de profundidad. También se reporta que su captura esta relacionada con la profundidad de la termoclina porque ésta limita su distribución vertical (Muhlia-Melo, 1993; Ortega-García *et al.*, 2003). Un gradiente intenso de temperatura aumenta el porcentaje de lances exitosos porque hay menor probabilidad de que los cardúmenes intenten atravesar la termoclina para escapar del cerco (Green, 1967). Bautista-Cortés (1997) señala que, mientras la TSM sea superior a 18 °C, un gradiente vertical de la temperatura de 0.23 °C/m no representa una barrera para la distribución del AAA. Green (1967) reporta un mayor número de lances exitosos en las áreas donde la capa de mezcla es menor de 18m y el gradiente vertical de temperatura es mayor de 0.55 °C/m. Según Sharp (1978), la profundidad de la capa de mezcla junto con la profundidad de la isoterma de 23 °C tiene una relación inversa con el tamaño de las capturas de atún. Es decir, a mayor profundidad de estos factores la captura será menor y viceversa (Bautista-Cortés, 1997). La vulnerabilidad óptima del atún a la captura por cerco ocurre cuando la profundidad de la isoterma de 23 °C es menor de 45m y la isoterma de 15 °C se encuentra por arriba de 73m (Sharp, 1978).

Estudios de marcado han mostrado que el atún describe movimientos ascendentes y descendentes, siguiendo el comportamiento de ciertas isotermas y su preferencia de

temperatura. El atún pasa la mayor parte del tiempo en aguas con temperatura mayor a los 22 °C y ocasionalmente desciende a profundidades donde la temperatura es de 18 °C (Brill et al., 1997). La hora del día no parece influir en la preferencia del atún por la profundidad. Independientemente de la hora el atún se mantiene en niveles por arriba de los 80 m la mayor parte del tiempo (>90%) y efectúa inmersiones ocasionales más profundas (Brill et al., 1997).

Los estudios sobre la variabilidad de la abundancia del AAA en toda la cuenca muestran ya algunos resultados interesantes. Castro-Ortiz y Quiñones-Velásquez (1987) reportan reducción de las capturas en el Pacífico oriental durante el evento El Niño de 1982-1983, en comparación con el periodo 1984-1985. Según los reportes de la IATTC (1989) el evento del Niño 1982-1983 causó la mayor reducción hasta esa fecha del índice de disponibilidad-vulnerabilidad (Muhlia-Melo, 1993).

Lehodey (2000), en un análisis de datos de captura de cerco del periodo 1982 a 1997, para todo el Pacífico Tropical (20 °S a 20 °N) reporta que en el Pacífico Ecuatorial Occidental la elevación de la temperatura y de la termoclina durante El Niño incrementó la CPUE del AAA para las artes de pesca de superficie, en tanto que en el Pacífico Oriental el evento de El Niño tuvo un impacto negativo sobre la pesquería de cerco y palangre. También señala que el efecto negativo en ambos tipos de pesca es consistente con el desplazamiento del recurso hacia los polos. Un trabajo más reciente es el realizado por Hsueh-Jung Lu *et al.* (2001) en el cual emplean datos de capturas de AAA y de barrilete (*Katsuwonus pelamis*) de la flota palangrera del Pacífico Tropical: concluyen que la mayor

razón de anzuelos de ambas especies ocurre principalmente donde la TSM se incrementa durante años El Niño o La Niña. Durante episodios de La Niña la población de AAA al parecer se desplaza hacia los polos ajustando su área de distribución hacia el norte y sur del Ecuador. Durante eventos de El Niño la población de AAA del Pacífico Ecuatorial ocurre donde la TSM es más alta, es decir, en el Pacífico Central y Oriental.

En resumen, en el área de estudio se producen diversos procesos físicos en el océano que de alguna manera intervienen en la distribución y presencia del atún aleta amarilla dentro de esta región. Entre los fenómenos reportados se tienen frentes térmicos y frentes de salinidad, que resultan de la interacción de las distintas masas de agua que convergen en la región. En las costas de Cabo Corriente, en el extremo sur del área de estudio, se producen eventos de surgencias costeras favorecidas por las condiciones de viento que prevalecen durante invierno-primavera. También sobre estas cosas se han detectado chorros de agua caliente cuya dirección de desplazamiento es hacia el noroeste, paralelos a la costa. Diversos estudios señalan que esta región del Pacífico mexicano es muy sensible al fenómeno de El Niño. Durante estos eventos hay presencia de anomalías positivas de temperatura superficial del mar, así como en el nivel del mar. También Ondas de Kelvin atrapadas a la costa las cuales modifican o alteran el patrón de circulación local de las corrientes costeras.

Con respecto al AAA, los estudios realizados en el área de estudio señalan a ésta como una región de alta abundancia. También como una zona de reproducción de esta especie. Ambas características, abundancia y reproducción, de acuerdo con diversos autores

están relacionadas con la temperatura del agua de mar. En el caso del área de estudio el desove de aleta amarilla ocurre cuando la TSM es superior a los 25 °C. El atún se encuentra en concentraciones comerciales en regiones con TSM de 20 °C a 28 °C. Aunque éste prefiere las regiones de TSM > 24 °C. También se sabe que se mantiene cerca de la superficie cuando la termoclina es intensa (mas de 0.55 °C/m).

El atún es una especie altamente migratoria que se desplaza grandes distancias en busca de alimento y/o de mejores condiciones ambientales (preferencia en temperatura). En condiciones de El Niño se han reportado reducciones en las capturas en regiones del Pacífico Oriental. En otras, como en el Pacífico Ecuatorial Occidental, han mostrado un incremento (Lehodey, 2000). En cambio, bajo condiciones de La Niña se ha reportado (Hsueh-Jung Lu *et al.*, 2001) que la población de AAA al parecer se desplaza hacia los polos ajustando su área de distribución hacia el norte y sur del ecuador. Y durante eventos de El Niño la población de AAA del Pacífico Ecuatorial ocurre donde la TSM es más alta, es decir, en el Pacífico Central y Oriental. Por ultimo, los efectos de los eventos del ENSO en el Pacífico Oriental son causa de grandes variaciones en el reclutamiento, en la vulnerabilidad y en la disponibilidad de AAA.

### **III. OBJETIVO.**

Entender si existe una relación entre la distribución espacio-temporal del atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*) con eventos interanuales y con la presencia/ausencia de estructuras de mesoescala.

#### **Hipótesis:**

Nuestra primera hipótesis es que existe una relación directa entre la presencia de un evento ENSO y la abundancia de AAA en la entrada al Golfo de California. Y la segunda es que fenómenos de mesoescala, como frentes, giros o filamentos que ocurren en el área de estudio, tienen relación de corto plazo con la abundancia de AAA.

## **V. MATERIALES Y MÉTODOS.**

### **V.1. Descripción de datos.**

#### V.1.1. Base de datos de captura

Los datos de captura de atún aleta amarilla fueron extraídos de la base de datos del proyecto ATUN-CICIMAR del CICIMAR (Centro de Investigación Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional en La Paz, B.C.S.). Esta base de datos tiene información de la actividad pesquera diaria de aproximadamente el 80% de la flota de cerco mexicana que opera en el Pacífico Oriental. Los datos usados en este estudio incluyen la capacidad de acarreo, captura por especie, posición y tipo de lance para el periodo 1990 a 1999 e incluye 11690 registros. El tipo de lance incluye cardúmenes libres o “brisa”, cardúmenes asociados con delfines y cardúmenes asociados a objetos flotantes. También se contó con datos de la base de datos del Programa Atún-Delfín. La distribución del total de lances realizados por la flota de cerco mexicana durante el periodo de estudio en la entrada al Golfo de California fue elaborada usando el paquete M\_Map para el entorno de programación en Matlab desarrollado por Rich Pawlowicz.

#### V.1.2. Datos hidrográficos e imágenes de satélite de TSM

Con el término climatología se hace referencia en este trabajo al promedio de largo periodo de una cierta variable, en este estudio la variable es la temperatura y la salinidad. (<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/dochelp/StatTutorial/Climatologies/>)

Los datos de temperatura y salinidad fueron extraídos de la climatología de Levitus (Levitus, 1994) la cual tiene una resolución espacial de un grado por un grado y referidos a profundidades estándar.

Fueron usados datos de anomalía de temperatura superficial del mar (aTSM) de 1990 a 1999 extraídos de NOAA/NCEP/EMC/CMB/GLOBAL Reyn\_SmithOlv1 monthly SSTa database. Las aTSM correspondientes a la región 3 de El Niño fueron obtenidas del sitio Web del Climate Prediction Center, (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>).

Se emplearon imágenes de temperatura superficial del mar promedio mensual del programa Pathfinder NOAA/NASA. Estas fueron obtenidas a través del Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (JPL PO.DAAC). También fueron utilizadas imágenes diarias de temperatura superficial del mar de AVHRR (Very High Resolution Radiometer) con resolución espacial de 1.1 km. Estas fueron obtenidas a través de la estación terrena del CICESE ubicada en el CICESE Unidad La Paz, en Baja California Sur.

## **V.2. Procesamiento de datos.**

### V.2.1. Datos de captura.

Para el análisis del comportamiento espacial del AAA la posición de las capturas fue graficada sobre un mapa del área de estudio (Fig. 3). También se utilizó una malla de un cuarto de grado promediando toda la captura localizada en una misma celda de la malla y correspondiente al mismo mes. Con esto resultaron doce mapas (enero-diciembre) que muestra la distribución promedio mensual de la captura (Fig. 4) y la magnitud de la captura indicada con colores y tamaño de círculo. En este procedimiento no fueron incluidos los periodos 1992-1993 y 1997-1999 por ser años anómalos, influenciados por condiciones de

El Niño y La Niña. Otro análisis espacial consistió en agrupar la captura y el esfuerzo en lances por franjas de latitud de un grado, acumulando la captura total por banda latitudinal (Fig. 5) y captura total anual por franja de latitud (Fig. 6).

En el análisis temporal se agrupó la captura total anual (Fig. 7) en el periodo de 10 años para el área de estudio.

Para el análisis interanual a la serie de tiempo de 10 años (capturas y aTSM) se le quitó la tendencia sustrayendo a la serie el promedio de largo periodo (Fig. 8). Para eliminar periodos menores a 3 meses la serie fue filtrada usando el filtro de Godin (1972).

#### V.2.2. Datos hidrográficos

El comportamiento espacial y temporal de la temperatura y salinidad superficial del mar en el área de estudio, se presenta en una serie de mapas promedio mensual. Estos fueron construidos a partir de la climatología de Levitus (1994) descrita previamente.

Los cálculos de capa de mezcla fueron realizados usando la metodología de Kara Birol *et al.*,(2000), que se interpreta como la profundidad a la cual el gradiente  $\frac{\partial T}{\partial z}$  excede un valor específico de  $0.1\Delta T$  ( $\Delta T$ : criterio de diferencia de temperatura, p.e.  $\Delta T=0.2^\circ$ ,  $0.4^\circ$ , etc.). Esta representa una variable adicional para caracterizar el comportamiento del recurso.



## **VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

### **VI.1. Distribución de las capturas de atún aleta amarilla.**

#### **VI.1.1 Distribución espacial y estacional**

La figura 3 muestra la distribución espacial del total de lances sobre atún aleta amarilla (AAA) efectuados por la flota mexicana de cerco dentro del área de estudio, en el periodo 1990-1999. En ella se observa que las capturas de AAA están distribuidas principalmente a lo largo del talud, en la cercanía de islas o de promontorios en la costa. Se observan zonas con alto esfuerzo pesquero al norte de Cabo Corrientes Jal., al norte de las Islas Marías, en las inmediaciones del Archipiélago de Revillagigedo y en la costa occidental de la Península de Baja California. Hacia la parte central del área de estudio el esfuerzo está distribuido de manera dispersa y no muestra un patrón claro. Esto es, la distancia entre lances consecutivos es mayor en la región comprendida entre los 20-22.5° N y los 107-112° O que en otras regiones dentro del área de estudio. También en las inmediaciones de las islas Marías, principalmente en su extremo norte y sur, se observa una ausencia de lances. Razón de ello puede ser el que se trata de una zona restringida a la navegación, más que a factores ambientales que afecten la distribución del recurso atún. Otras zonas con menor esfuerzo pesquero se localizan dentro de la plataforma continental (entre la costa y el talud), desde el Estado de Colima hasta Sinaloa.

Resumiendo, el esfuerzo pesquero se distribuye a lo largo del talud, con zonas de mayor concentración frente a Cabo Corrientes, al norte de las Islas Marías y alrededor de Revillagigedo. El esfuerzo disminuye en la parte central del área de estudio.

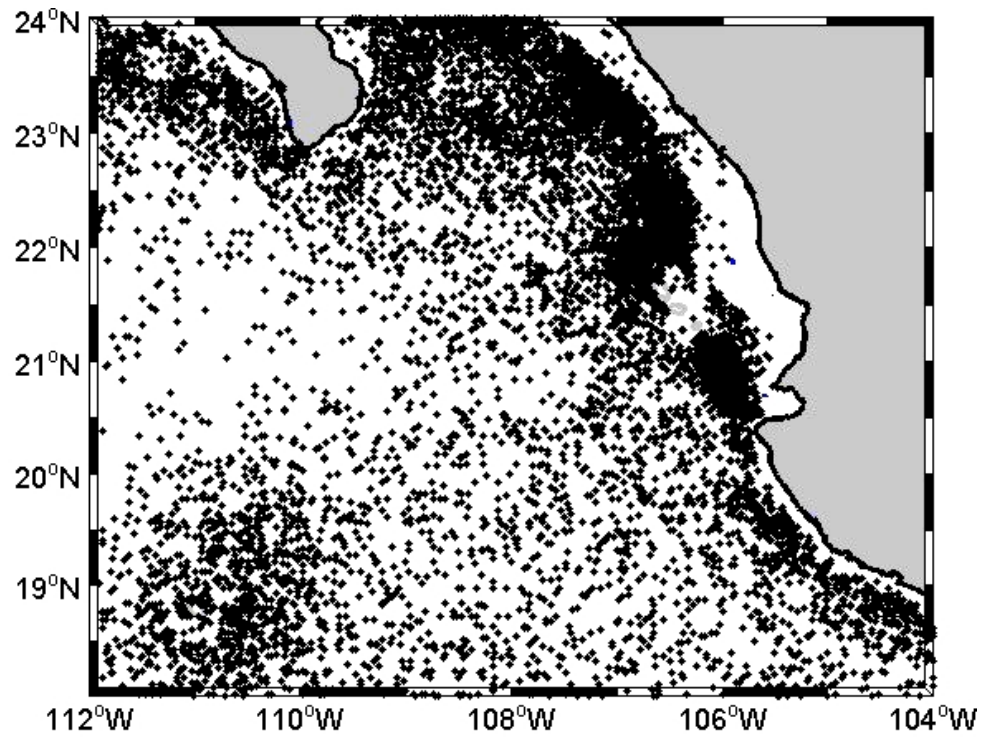


Figura. 3. Distribución de lances sobre atún aleta amarilla realizados por la flota de cerco mexicana en la entrada al Golfo de California de 1990 a 1999.

A continuación se hace una descripción de la distribución promedio mensual de la captura de atún aleta amarilla. En enero y febrero las capturas se distribuyen hacia el norte de Cabo Corrientes, a lo largo del talud continental, así como al norte y hacia el este de la Isla Socorro (Fig. 4a-b). Considerando la captura como índice de abundancia, la mayor abundancia de atún se localiza entre los 18° N y 20° N. En ambos meses la presencia de atún es prácticamente nula a lo largo de la franja costera al sur de Cabo Corrientes y en la porción central del área de estudio (frente a la Península de Baja California).

En marzo se observa un incremento en la captura frente a Cabo Corrientes y se distribuye hasta los 107° O mientras que disminuye al norte de las Islas Marías (Fig. 4c). En la región más oceánica, la captura aumenta alrededor de la Isla Socorro y más cerca de la costa a lo largo de los 18.5°N.

En abril la captura a fiera de Cabo Corrientes pareciera desplazarse hacia la región norte de las Islas Marías (Fig. 4d). La captura disminuye en la banda latitudinal de los 18-19° N, y se concentra alrededor de la Isla Socorro. De igual forma se observa una disminución de la captura hacia el sur de Cabo Corrientes. Sin embargo, en mayo nuevamente hay un aumento de la abundancia de atún tanto al sur como hacia el norte de Cabo Corrientes y alrededor de Isla Socorro (Fig. 4e). A diferencia de lo observado en meses anteriores, hay una reducción en la captura al norte de la línea imaginaria que une Cabo San Lucas con Mazatlán (23° N). Por otra parte, en la región oceánica la distribución de la captura muestra una tendencia a orientarse hacia el noreste a partir de la Isla Socorro.

Esta distribución de la captura es más evidente en Junio, en donde además hay un incremento en la abundancia a lo largo de la costa (Fig. 4f).

A partir de julio hay una disminución en la captura. En este mes el esfuerzo se concentra principalmente en dos regiones, una es en la región oceánica cerca a la Isla Socorro y la otra es al norte de las Islas Marías (Fig. 4g). En la primera región la captura de atún es mayor en la porción oriental de la Isla Socorro. De entre las dos regiones, la segunda muestra la mayor abundancia de atún durante este mes. Este patrón de distribución se continúa hasta agosto en donde la distribución de la captura en la región oceánica está más dispersa en relación a los otros meses y no se observaron capturas en la región costera al sur de las Islas Marías.

En septiembre es notoria la disminución de la captura a lo largo de toda la zona costera (Fig. 4i). La mayor captura se localiza en la región oceánica y se distribuye de manera muy dispersa en el área de estudio.

Octubre presenta una distribución de la captura parecida a la observada en julio. Esto es, la captura se concentra en dos regiones. Una es alrededor de la Isla Socorro y la otra se localiza frente a la Península de Baja California (Fig. 4j). De acuerdo con la magnitud de la captura a lo largo de la costa, la presencia del atún en esta zona es prácticamente nula.

En noviembre la captura de atún se distribuye más hacia el norte en relación a octubre (Fig. 4k). En la zona costera la presencia de atún se observa frente a Manzanillo, Col. (19° 04' Norte y 104° 22' Oeste.), y también al norte de Cabo Corrientes. Se observa un incremento de la captura en la costa oriental de la Península de Baja California. En la porción central del área de estudio, la captura se distribuye a lo largo del paralelo 108.5° O.

En diciembre el mayor esfuerzo se concentra entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes (Fig. 4l). Hay un incremento en la captura a lo largo del talud continental, desde Colima hasta Sinaloa. En la región oceánica la mayor abundancia se presenta hacia el este de la Isla Socorro y a lo largo del paralelo 19° N.

En resumen, las épocas de verano a otoño presentan la mínima abundancia de AAA. De invierno a primavera la abundancia es mayor y el atún se distribuye tanto al sur de los 20° N como a lo largo de la plataforma continental. Mayo y junio presentan el máximo de capturas. Esto coincide con la presencia del frente térmico a fuera de Cabo San Lucas y con lo reportado por Ortega-García *et al.* (2003) quien menciona que en junio se registra la máxima abundancia del recurso en el Océano Pacífico Oriental. En estos meses el atún, además de ser más abundante, se distribuye alejado del frente por el lado más caliente del mismo, esto es, hacia la plataforma continental. Dentro de la región frontal no se observa presencia de atún. Los cabos presentan mayor abundancia en los meses de marzo, mayo y junio y la costa occidental de BC en los meses de octubre, noviembre y diciembre, mientras que hacia el Golfo de California en los meses de marzo y de junio a agosto.

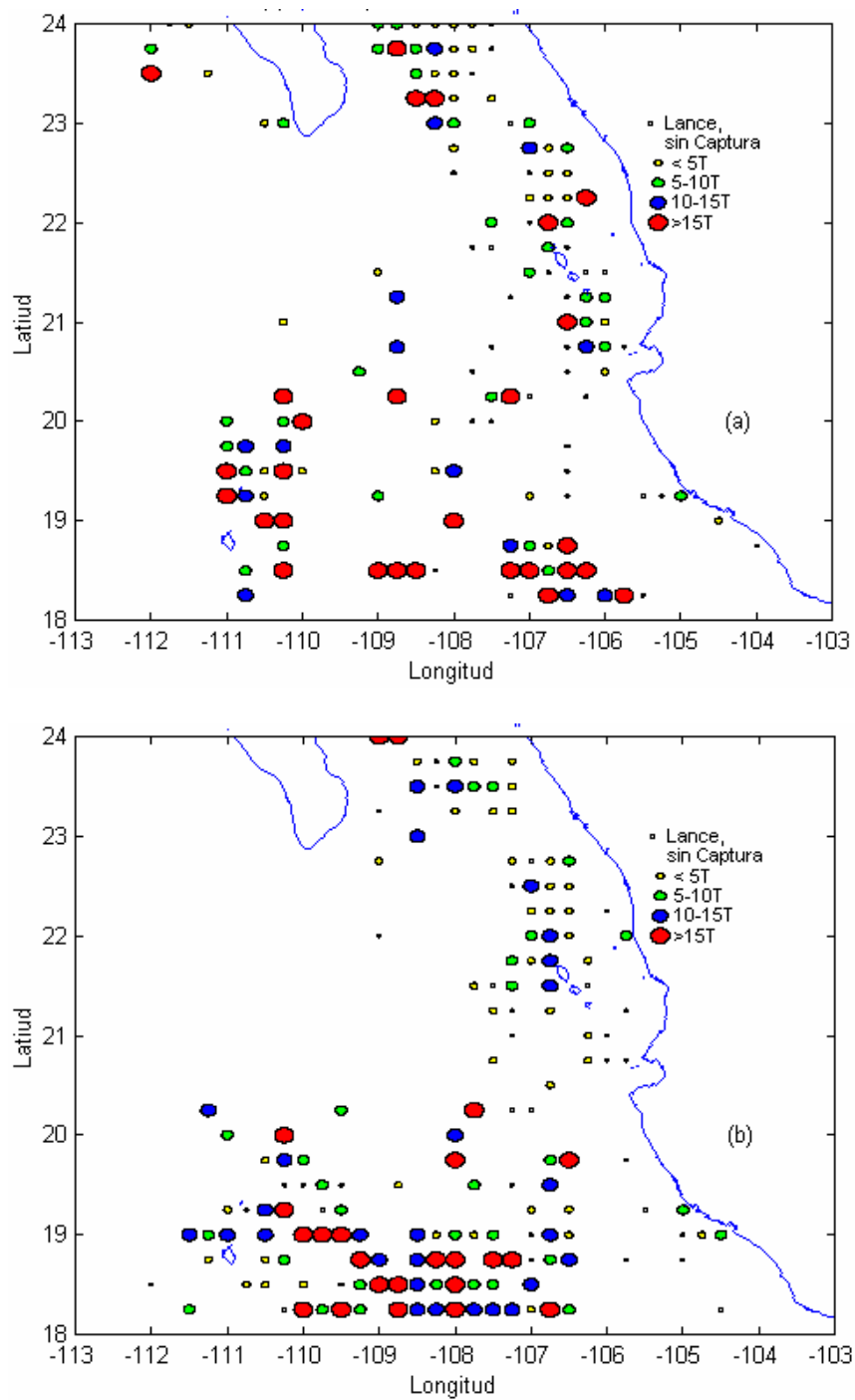


Figura 4. Distribución promedio mensual de la captura de atún aleta amarilla en enero (a) y febrero (b) para el periodo 1990-1999.

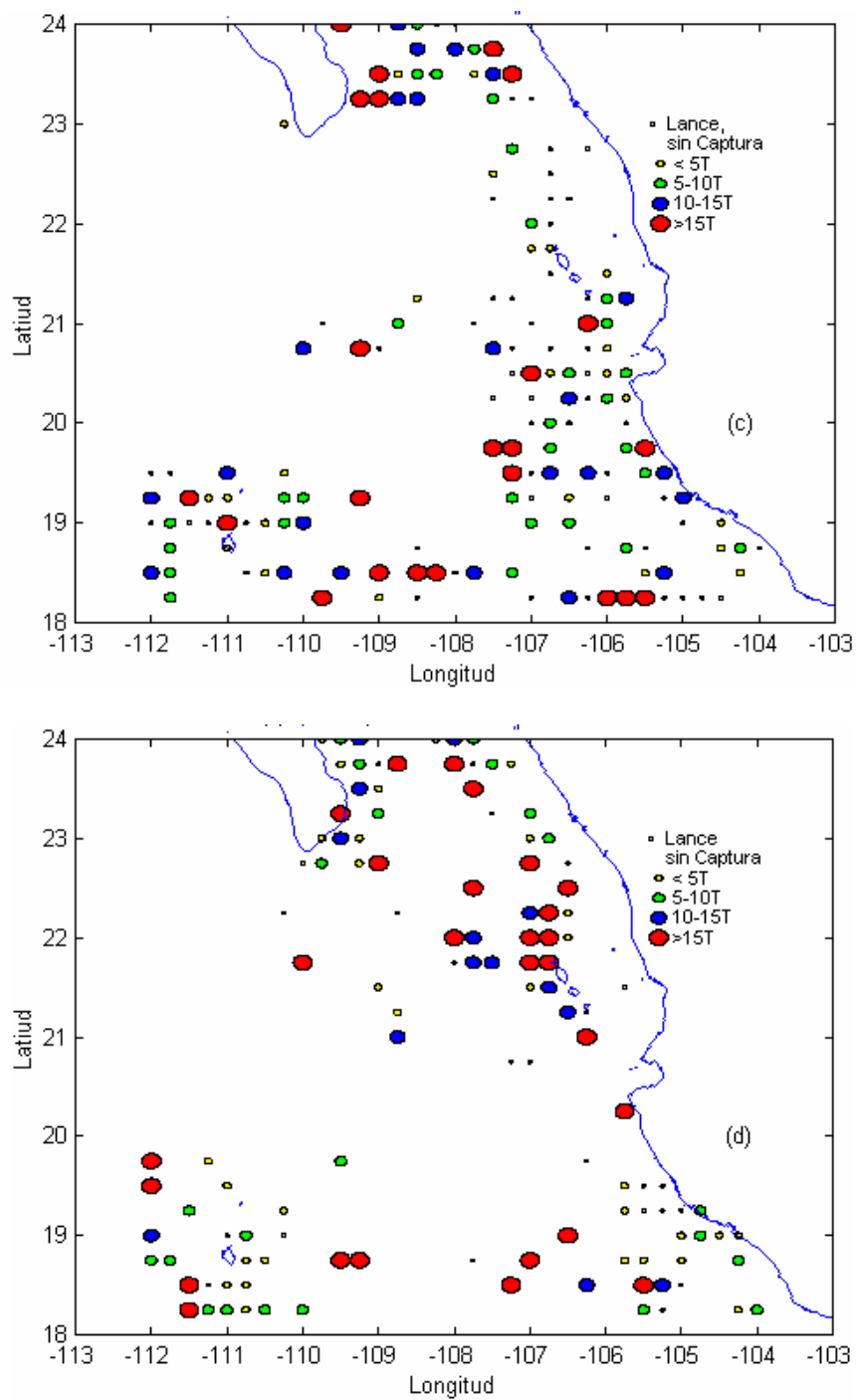


Figura 4. (Continuación) marzo (c) y abril (d).

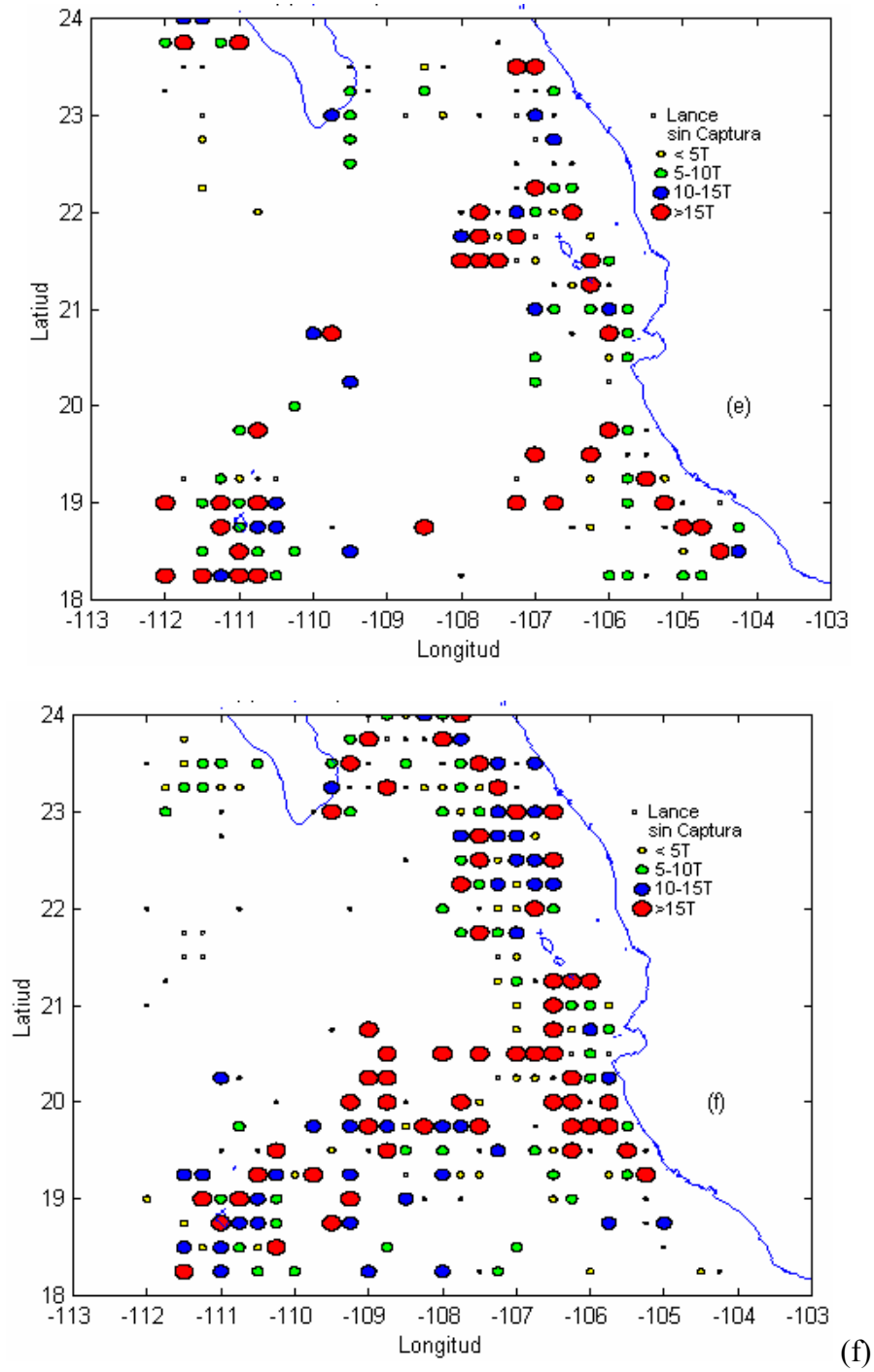


Figura 4. (Continuación) mayo (e) y junio (f).



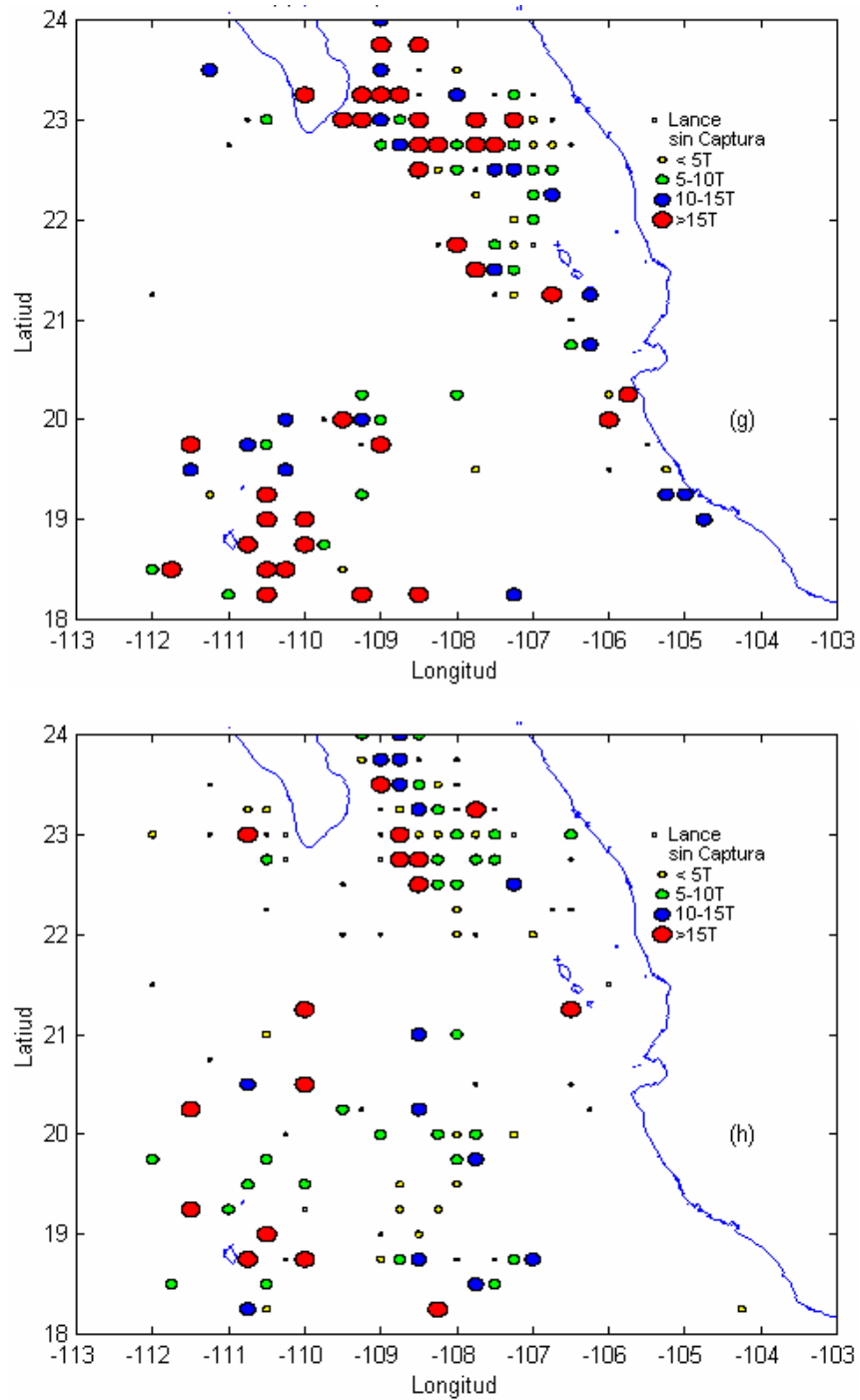


Figura 4. (Continuación) julio (g) y agosto (h)

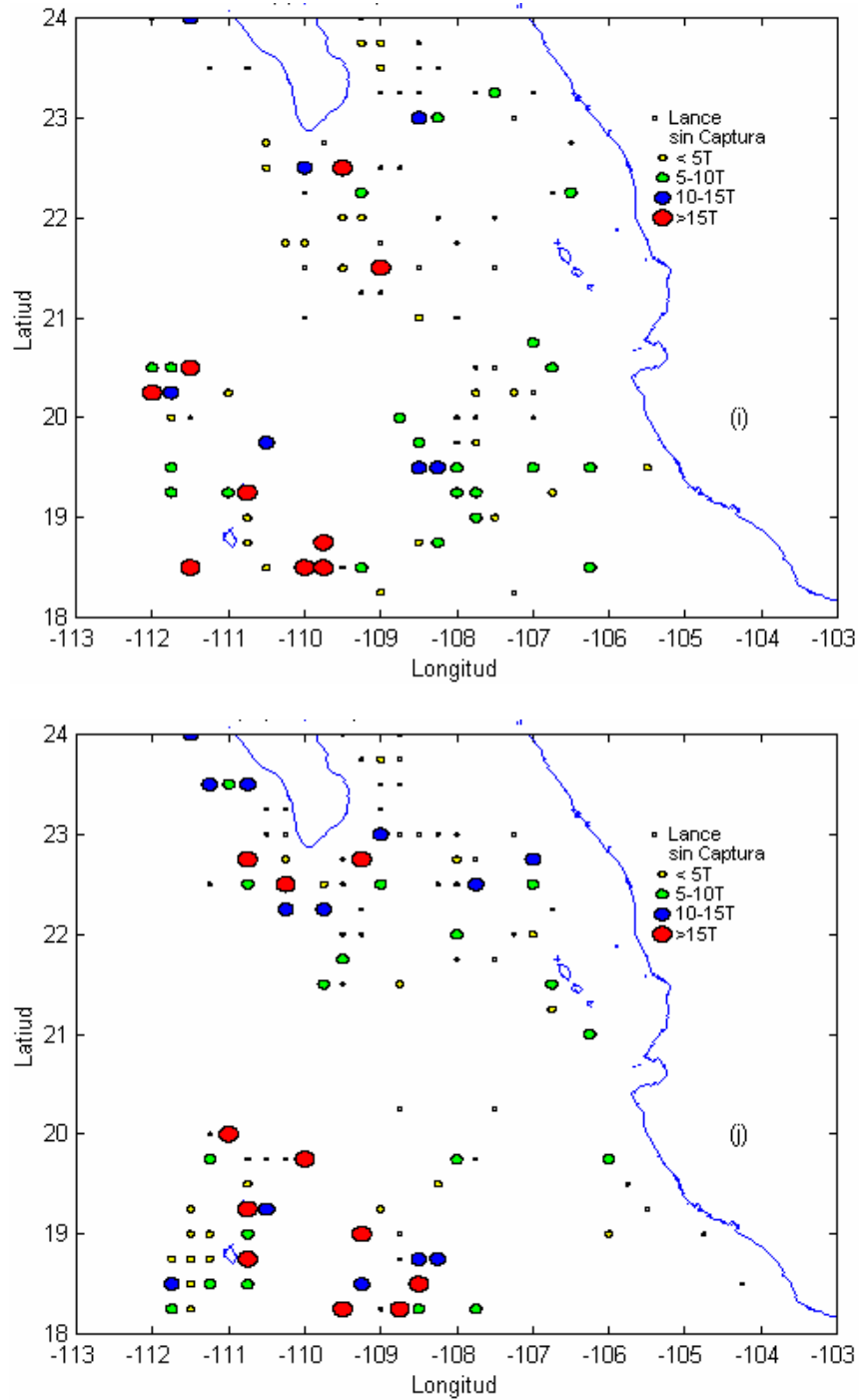


Figura 4. (Continuación) septiembre (i) y octubre (j)

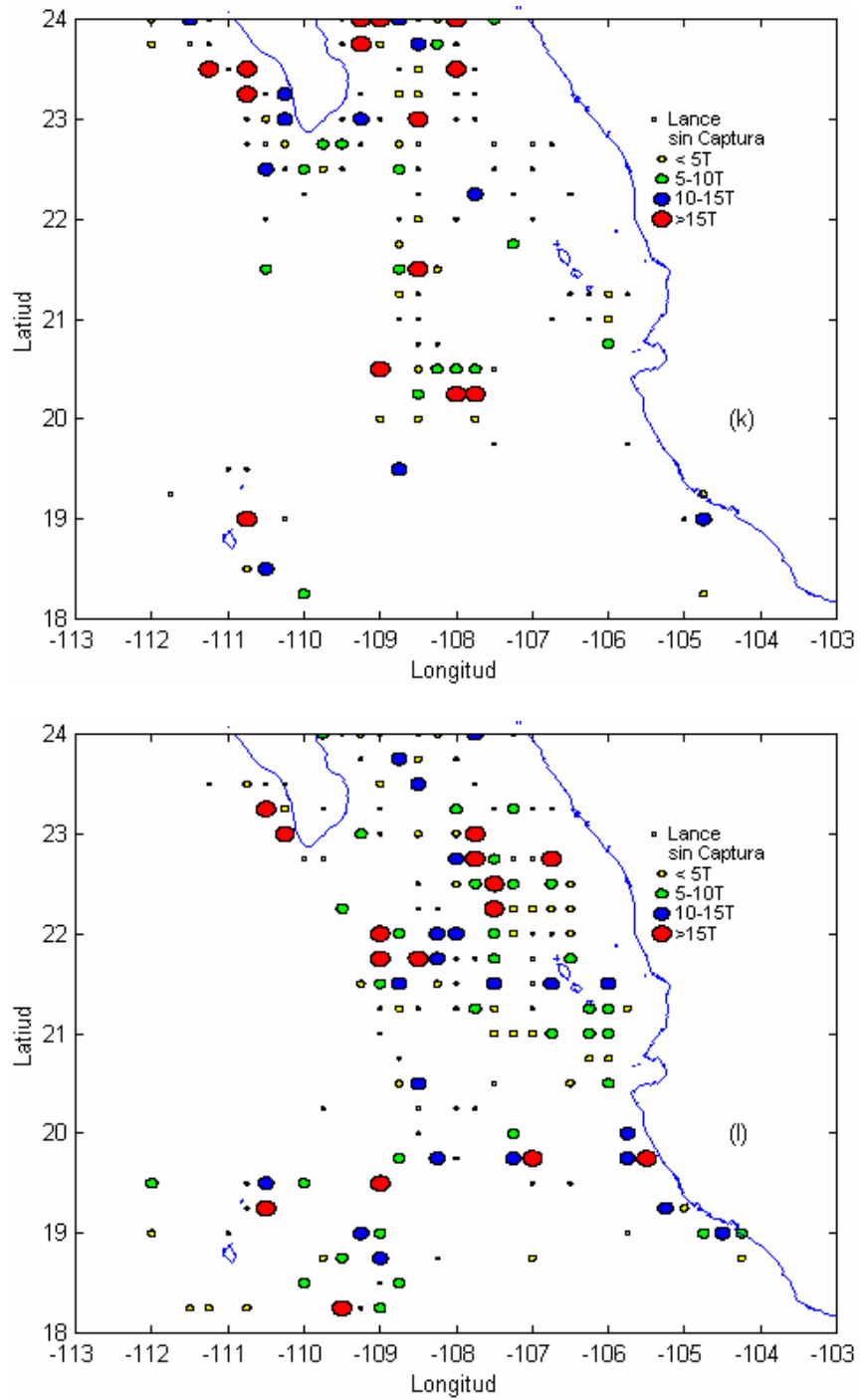


Figura 4. (Continuación) noviembre (k) y diciembre (l)

### VI.1.2. Variación latitudinal de la captura.

La figura 5 muestra las variaciones de la captura y lances para el periodo 1990-1999. En general hay un incremento lineal de las capturas con respecto a la latitud, con excepción de la región comprendida entre los 18° y los 20° N. Esto es, la tendencia general de las capturas y los lances es positiva de sur a norte, con una concentración mayor del esfuerzo pesquero entre los 22°-23° N y 23-24° N. Entre ambas áreas acumulan el 48% (56,800t) de la captura total y el 52% (6079 lances) del total de lances para el periodo de 10 años en el área de estudio. Los resultados sobre la distribución latitudinal anual de las capturas (Fig. 6) presentan dos periodos con mayores capturas, el primero es de 1992 a 1993 y el segundo abarca de 1998 a 1999. Ambos después de un evento de El Niño como se discutirá más adelante.

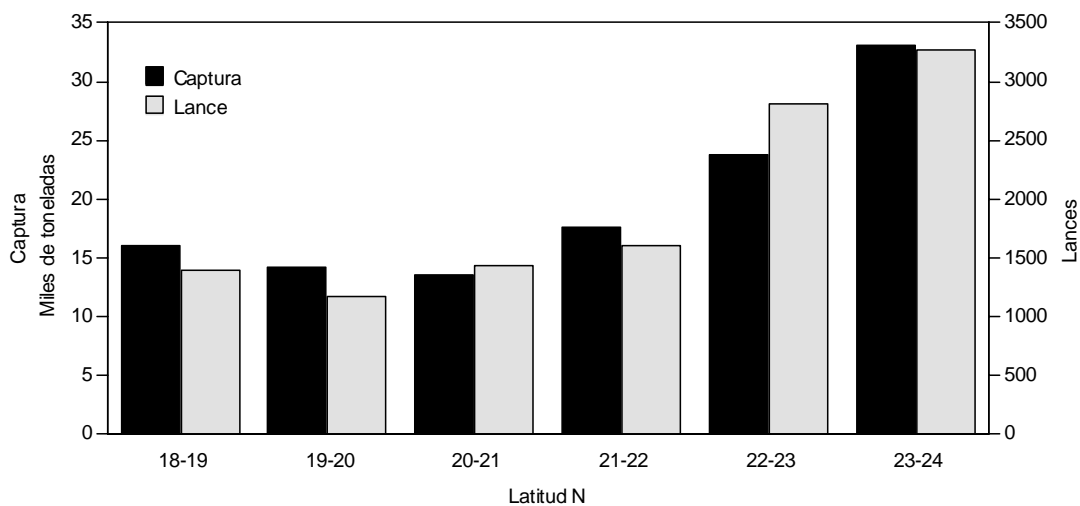


Figura. 5. Distribución latitudinal de la captura y lances en el periodo 1990-1999.

En términos generales, de los 18° a los 21° N la captura promedio es de 12.4% por cada franja latitudinal, aproximadamente, lo cual equivale a 15,136t. De acuerdo con los resultados mostrados en la figura 6, la franja de los 21° N presenta un incremento, casi lineal, en la captura posterior al máximo registrado en 1993.

La franja latitudinal 19°-20° N presenta el menor número de lances. De acuerdo con la distribución espacial mostrada en la figura 3, estos se distribuyen más cercanos a la costa que en la región oceánica. La distribución anual por bandas latitudinales (Fig. 6) indica que las mayores capturas en esta región fueron realizadas en el periodo 1992-93, ya que a partir de 1994 éstas fueron menores.

Como se ha mencionado en los resultados previos, la captura de atún aleta amarilla (AAA) muestra variaciones a lo largo del periodo 1990-1999. La figura 7 muestra la captura total anual de AAA de toda el área de estudio, es decir, la suma por año de las franjas latitudinales 18-19 a 23-24 en la figura 6. Se observan periodos con incrementos importantes en las capturas. Esto es, de 1990 a 1991 hay un incremento del 50%, aproximadamente. De 1991 a 1992 el incremento fue del 85%, de 1992 a 1993 corresponde al 54%, para el periodo 1995-1996 es del 101% y de 1997 a 1998 el aumento es 102%. En particular la captura total para los dos eventos de El Niño presentes en los registros y señaladas con áreas sombreadas en la figura 7 (1991-93, 1997-99) acumulan el 70% (85,400 t) de la captura total para el periodo de 10 años.

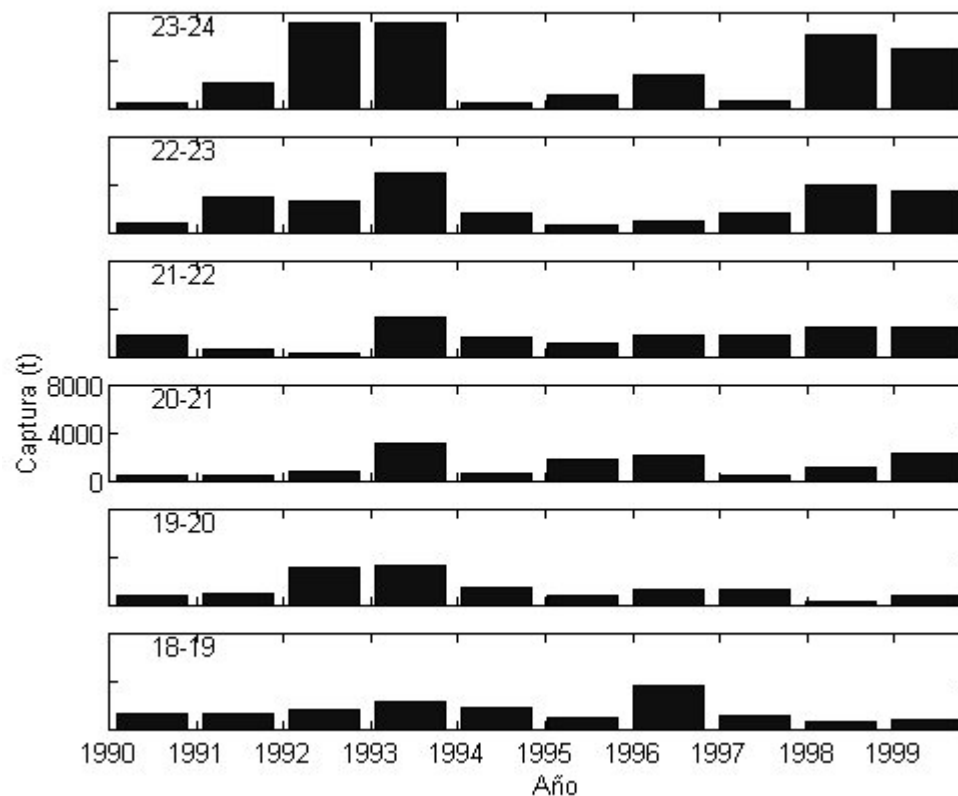


Figura 6. Captura anual de atún aleta amarilla por franja de latitud para el periodo 1990 a 1999.

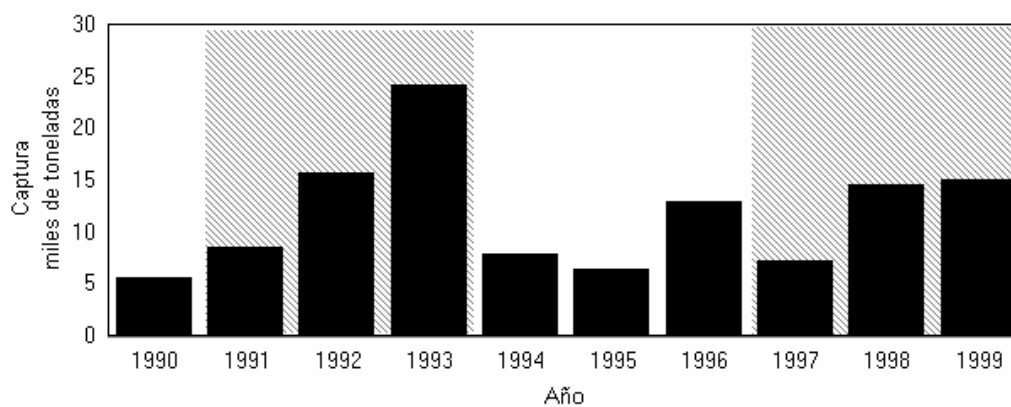


Figura 7. Captura anual de atún aleta amarilla durante el periodo 1990-1999 dentro del área de estudio. Las zonas sombreadas indican periodos relacionados con eventos de El Niño.

### VI.1.3. Variación interanual de las capturas de atún aleta amarilla.

Mediante el uso de anomalías de temperatura superficial del mar (aTSM) se estudiaron los efectos de eventos de calentamiento o enfriamiento sobre la variabilidad de las capturas de AAA. Las anomalías para el área de estudio fueron calculadas entre los 22° N y 23° N y 103° O a 112° O. Tales anomalías fueron extraídas de la climatología mensual de Reynolds y Smith (1994) cuya resolución espacial es de un grado. Esta variable fue comparada con las capturas de AAA. El análisis de aTSM no se realizó al sur de los 21° N debido a la presencia de la Alberca de Agua Caliente Mexicana (Trasviña *et al.*, 1999), en donde altas TSM (mayor a 27°C) persisten todo el año en la región y enmascaran la propagación de señales calientes o frías del ecuador.

Las aTSM en la región Niño3 (Figura 8a) muestran condiciones frías y calientes asociadas con 5 eventos identificables. Estos incluyen eventos calientes de El Niño en 1991-1992 (calentamiento fuerte, CF), 1994-1995 (calentamiento moderado, CM) y 1997-1998 (calentamiento fuerte, CF). Eventos moderadamente fríos de La Niña ocurrieron en 1995-1996 y 1998-1999. Los eventos fuertes están marcados con una línea gruesa localizada en cada uno de los respectivos máximos de aTSM (Figura 8a y 8b). El evento de 1997-1998 fue el episodio caliente más fuerte en la década 1990-1999.

Al comparar las anomalías en la región Niño3 (Fig. 8a) con las aTSM en el área de estudio (Fig. 8b) se encontró que éstas son positivas y mayores a 1°C en los periodos 1990-

1992 y 1997-1998. La intensidad máxima del episodio caliente esta marcada con línea segmentada sobre la figura 8b. Condiciones cercanas a lo normal ocurren de 1993 a 1996. Y los eventos más fríos (La Niña) y persistentes de esta década ocurren en el área de estudio de julio a diciembre de 1999.

La figura 8c muestra la serie de tiempo de los valores mensuales de las capturas de AAA para el periodo de 10 años. El comportamiento temporal de las capturas de AAA presenta una variabilidad interanual. Se observan 5 años con capturas altas. Estos corresponden a los años de 1992, 1993, 1996, 1998 y 1999. Estos años en conjunto representan el 70% de la captura total del periodo de 10 años. La ocurrencia de los máximos de captura está indicada con líneas delgadas sobre la figura 8c. Sobre esta misma figura está señalada la ocurrencia de los máximos en aTSM que corresponden a la región 3 (líneas gruesas) y en el área de estudio (líneas a trazos). Varias características son aparentes de estos resultados:

- a) Los máximos de captura en 1992 y 1998 ocurren en 3 ( $r=0.73$ ,  $\text{error}=0.15$ , siendo  $r$  el coeficiente de correlación) y 4 ( $r=0.64$ ,  $\text{error}=0.18$ ) meses, respectivamente, después de ocurrir la fase madura del ENSO en el Ecuador (espacio de tiempo entre líneas gruesas y delgadas) y 3 meses ( $r=0.73$ ,  $\text{error}=0.17$ ) después de registrarse las máximas aTSM en la entrada al Golfo de California (figura 8c, líneas delgadas y a trazos).



- b) Los máximos ocurren durante las primaveras que siguen un invierno bajo condiciones de El Niño.
- c) Máximos de captura también se observan en 1993 y 1999. Estos ocurren un año después de un evento de El Niño. Sin embargo, el máximo en 1993 ocurre bajo condiciones de aTSM casi normales mientras que el máximo en 1999 ocurrió con anomalías de TSM negativas (evento La Niña, comparar figuras 8b y 8c). Estos picos son más altos que aquellos registrados en los años anteriores.
- d) Se observa una relación positiva entre la presencia del fenómeno de El Niño y las capturas del atún aleta amarilla con un desfase de 12 a 14 meses después. El incremento en el reclutamiento de AAA después del episodio caliente es consistente con lo reportado para el Pacífico oriental (Joseph y Millar, 1988 y IATTC, 1989).
- e) El máximo de capturas observado en 1996 parece no estar relacionado únicamente con la variabilidad en la anomalía de TSM.
- f) Existe un retraso de uno a dos meses entre la fase madura del evento de El Niño y la presencia de anomalías positivas en el área de estudio.

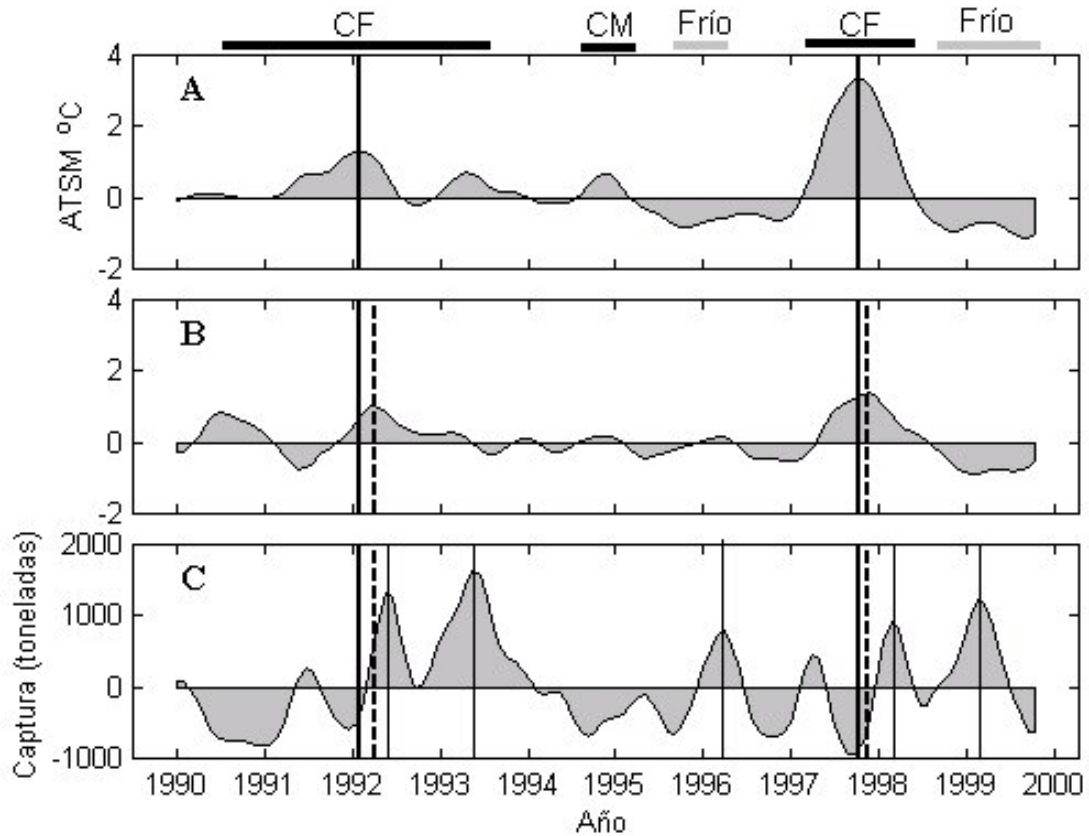


Figura. 8. (a) aTSM in la región Niño 3, (b) aTSM en el área de estudio y c) capturas de atún aleta amarilla. Las líneas verticales son referidas en el texto. Las barras en la parte superior indica los eventos de calentamiento o enfriamiento en el Pacífico ecuatorial central de acuerdo Centro de Predicción del Clima (NOAA): Calentamiento fuerte (CF), Calentamiento moderado (CM) y episodio frío (Frío).

#### VI.1.4. Variación interanual de la captura por tipo de pesca.

Durante el periodo de estudio la flota atunera mexicana de cerco efectuó las capturas principalmente sobre cardúmenes libres (brisa) y sobre cardúmenes asociados con delfines (delfín), dentro del área de estudio.

El comportamiento temporal de las capturas por tipo de lance (Fig. 9), expresado como el cociente brisa/delfín, muestra dos periodos de importancia de uno con respecto al otro. El primer periodo abarca del segundo semestre de 1991 hasta el primer semestre de 1995. En el cual los lances fueron realizados sobre delfín principalmente. El segundo periodo comprende del segundo semestre de 1995 al primer semestre de 1999. En este periodo las capturas fueron realizadas sobre brisa principalmente.

De acuerdo con los resultados expuestos anteriormente, en relación con la abundancia y El Niño, en el primer evento ENOS las capturas fueron realizadas sobre delfines, principalmente. En tanto que en el segundo episodio del ENOS (1997-1998) estas correspondieron a lances sobre brisa. Si bien este comportamiento entre lances sobre delfín y lances sobre cardúmenes libres pudiera estar relacionado con el Programa Internacional de Conservación del Delfín 1993-1999, la variabilidad interanual muestra una estrecha relación con la ocurrencia de eventos de El Niño.

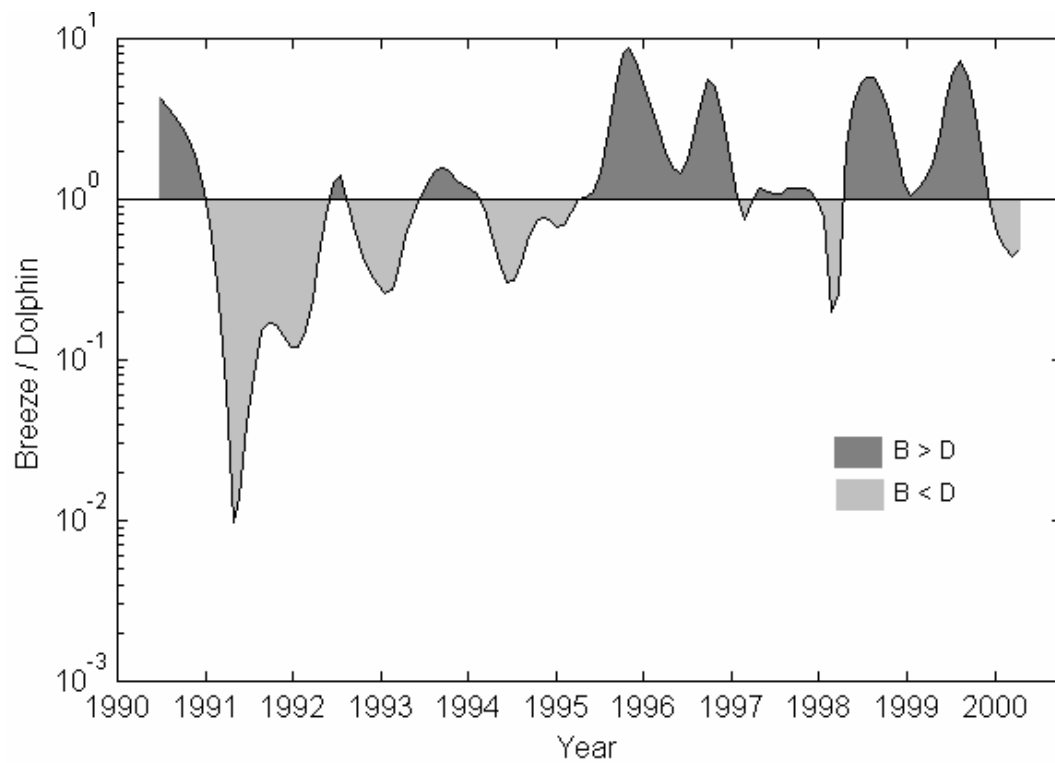


Figure 9. Relación entre las dos principales técnicas de captura empleadas por la flota atunera mexicana de cerco que operó en el área de estudio durante 1990-1999: brisa (B) y delfín (D).

## **VI.2. Distribución estacional de variables oceanográficas.**

### **VI.2.1. Comportamiento estacional de la temperatura superficial del mar.**

En esta sección se presenta la distribución horizontal de la temperatura superficial del mar (TSM) dentro del área de estudio (Fig. 10). Estas distribuciones fueron construidas a partir de la climatología de Levitus (Levitus, 1994), cuya resolución espacial es un grado.

Esta región del Pacífico mexicano presenta variaciones estacionales en la distribución horizontal de la TSM, producto del ciclo anual de calentamiento y de la influencia de la circulación oceánica de gran escala. Este patrón de circulación de las corrientes marinas transporta distintas masas de agua cuyas características de temperatura-salinidad (T-S) son diferentes. Estas masas de agua afectan la estructura térmica de la columna de agua lo cual se ve reflejado en distribución y conformación de las isotermas.

En invierno (enero, febrero y marzo) la distribución de la TSM muestra la presencia de la masa de agua de la Corriente de California (agua con TSM menor a 23 °C). La orientación de las isotermas es perpendicular a la costa, con tendencia a orientarse zonalmente. El gradiente horizontal de temperatura es meridional y la temperatura aumenta hacia el sur (Fig. 10a-c). En esta época la mayor TSM ocurre en enero, con un intervalo de variación que oscila entre los 20.4 °C y 26.7 °C, y con una TSM promedio de 24.2 °C (ver también la Fig. 11). En marzo se observan las condiciones más frías de invierno (Fig. 10c y 11), con una temperatura promedio de 22.9 °C, mínima de 18.2 °C y máxima de 24.9 °C. De enero a

marzo se observa el avance de la Corriente de California (CC), revelada por la presencia de agua cada vez más fría (menor a 23 °C) dentro del área de estudio (fig.10a-c).

En primavera (abril, mayo y junio) se observa un desplazamiento de la isoterma de 23 °C hacia el norte, lo cual significa que la CC retrocede y agua caliente procedente de la región tropical invade el área de estudio (Fig. 10d-f). Como resultado de la advección de esta agua de origen tropical, la TSM aumenta hasta 28 °C y la temperatura promedio para esta época oscila alrededor de los 24 °C (Fig. 11). La distribución de las isotermas muestran una tendencia a orientarse paralelas a la costa. En primavera el gradiente horizontal de temperatura cambia hacia el sureste. Fuera de Cabo San Lucas se observa una intensificación en el gradiente horizontal de temperatura a partir de mayo, producto de la interacción de la masa de agua de la CC y la masa de agua superficial tropical. Este frente térmico alcanza su máxima intensidad en junio (Fig. 10f), mes en el que la distancia entre las isotermas de 23 °C y 25 °C se reduce afuera de Cabo San Lucas. En la figura 11 este comportamiento se refleja en un incremento en el rango de temperaturas que alcanzan el máximo durante el mes de junio.

La estación climática de verano esta conformada por los meses de julio, agosto y septiembre. La presencia de agua fría procedente de la CC solo se observa en julio y al norte de los 23° de latitud. A partir de agosto toda el área de estudio se encuentra cubierta por agua caliente de origen tropical ( $TSM > 23^{\circ}\text{C}$ , Fig. 10h). La temperatura máxima oscilan entre los 29 y 31°C (en septiembre), la mínima oscila entre los 21.8 y 25°C y la

promedio para toda el área es  $27.8^{\circ}\text{C}$ . La orientación de las isothermas es aproximadamente meridional. El gradiente horizontal de temperatura es zonal durante toda esta época y no se observa la presencia del frente térmico de Cabo San Lucas. En general las temperaturas más altas se localizan hacia la costa del macizo continental y hacia el interior del Golfo de California. En la figura 11 este comportamiento se refleja en una disminución progresiva del rango de temperaturas en toda la región, aunque el rango más pequeño ocurre en octubre.

En otoño (octubre, noviembre y diciembre) no se observa una distribución uniforme de la TSM de un mes a otro (Fig. 10i-k). El otoño se presenta como una época de transición entre verano e invierno bien definidos. Si bien en octubre y noviembre la orientación de las isothermas es aproximadamente meridional, tanto la inclinación como la magnitud son diferentes. Octubre marca el final de los meses cálidos, mientras que noviembre es un mes de transición hacia condiciones de invierno, lo cual se refleja en el desplazamiento hacia el sur de la isoterma de  $25^{\circ}\text{C}$  a partir de noviembre. La temperatura promedio es de  $26.8^{\circ}\text{C}$  con una máxima de  $29.5^{\circ}\text{C}$  durante octubre y una mínima de  $27.7^{\circ}\text{C}$  en diciembre. Con respecto al gradiente horizontal de temperatura, en octubre es hacia el noreste y a partir de noviembre presenta una tendencia hacia el sur. En la porción más al norte del área de estudio se observa el avance hacia el sur del agua fría procedente de la Corriente de California (Fig. 10l). En la figura 11 se observa que otoño presenta el rango de temperatura más angosto, siendo octubre el mes con menor variación en la temperatura. A partir de noviembre el intervalo de variación de la temperatura aumenta.

En resumen:

La distribución de la temperatura superficial del mar (Fig. 10) presenta variaciones a lo largo del año. Estas variaciones coinciden con el ciclo estacional de calentamiento y enfriamiento de la superficie del mar y con el patrón de circulación oceánica del Pacífico oriental (Fig. 2). De invierno a mediados de primavera la mayor parte del área de estudio esta ocupada por agua fría (TSM de 23 °C o menor), producto de la intensificación de la CC la cual desplaza al agua de origen tropical hacia el sur de los 20° N. Es hasta los 20° N que se observa la máxima penetración de la CC la cual ocurre en abril. Esto es consistente con el patrón estacional de circulación oceánica descrito por Wyrcki (1965). En mayo la TSM aumenta a lo largo de la plataforma continental a medida que se incrementa la presencia de la masa de Agua Tropical Superficial transportada por la Corriente Mexicana hacia el área de estudio. Este avance se observa por el desplazamiento de la isoterma de 25°C y en el retroceso de las aguas frías de la CC hacia el norte, siendo esta la isoterma la que señala la extensión norte de las aguas tropicales. La interacción de las masas de agua AST y CC crea una zona frontal que favorece la formación del frente térmico observado fuera de Cabo San Lucas. Este frente térmico ha sido previamente descrito por Roden (1975). La máxima intensidad de este frente ocurre en junio, denotado por el gradiente térmico que se observa afuera de Cabo San Lucas (Fig.10f). El lado caliente del frente está hacia la costa del macizo continental. Con el avance de las cálidas aguas tropicales y el aumento de radiación solar en el verano toda el área de estudio aumenta de temperatura. La TSM alcanza 31°C en algunas regiones cercanas a la costa. Para otoño la TSM disminuye



conforme el calentamiento solar desciende y las aguas tropicales se desplazan hacia la región ecuatorial.

El gradiente horizontal de temperatura cambia tanto en orientación como en intensidad a lo largo del año. En invierno es meridional, en primavera es hacia el sureste y alcanza la máxima intensidad, en verano es zonal. Las mayores temperaturas se localizan cercanas a la costa y disminuyen hacia el océano.

El comportamiento temporal de la TSM promedio mensual (Fig. 11 línea continua) corresponde con el ciclo estacional de calentamiento de la superficie del mar por radiación solar. La mínima temperatura promedio mensual para toda el área de estudio es de  $\approx 23^{\circ}\text{C}$  y ocurre en marzo. La máxima temperatura promedio mensual se presenta en septiembre y es de  $28.6^{\circ}\text{C}$ . Los máximos de temperatura (barra superior en la figura 11) se incrementan a partir de mayo y en septiembre alcanza su máximo valor de todo el año. La estacionalidad de la temperatura promedio también se ve reflejada en el comportamiento temporal de las temperaturas mínimas (barra inferior en la figura 11), las cuales alcanzan su valor más bajo en abril y aumentan a partir de mayo. De enero a mayo se registra el mayor descenso en la temperatura, lo cual es consistente con el periodo de intensificación de la Corriente de California. En junio se observa el mayor intervalo de variación de la TSM,  $DT \approx 9.7^{\circ}\text{C}$  ( $DT = T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}}$ ). En esta época es mayor la interacción entre las frías aguas de la Corriente de California y las aguas cálidas de origen tropical. Desde luego esto coincide con la formación del frente térmico afuera de Cabo San Lucas.

De acuerdo con López-Borjórquez (1996), son dos los frentes térmicos presentes en el área de estudio, uno orientado zonalmente en 23 °N, en la boca del Golfo de California (su figura 18) y el otro localizado en 20 °N con 109 °O, aproximadamente (su figura 17). De acuerdo con los resultados obtenidos aquí, la formación del frente térmico en el área de estudio inicia en abril, justo afuera de Cabo San Lucas, denotado por el cambio en la orientación de las isothermas de marzo a abril y por el incremento en el gradiente horizontal de temperatura, de 0.30 °C/50 km a 0.65 °C/50 km, respectivamente. En mayo este frente empieza a ser más notorio en las imágenes de TSM, en donde se puede observar que las isothermas convergen hacia Cabo San Lucas (Fig. 10e), lo que produce un incremento en el gradiente de temperatura a 0.92 °C/50 km. Este gradiente es perpendicular a la costa, lo cual significa que las isothermas afuera de Cabo San Lucas son aproximadamente paralelas a la costa. Este es el frente al que hace referencia Griffiths (1965) y López-Borjórquez (1996). Hacia el sur de Cabo San Lucas las isothermas se separan, disminuyendo por consiguiente el gradiente térmico. Tanto la orientación de las isothermas como la magnitud del gradiente de temperatura cambian con el continuo calentamiento solar y el avance de las aguas calidas de origen tropical y del Golfo de California. En junio el frente se extiende meridionalmente sobre toda el área de estudio y alcanza su máxima intensidad, 0.98 °C/50 km. Esta fase madura del frente térmico de Cabo San Lucas es al que hace referencia López-Borjórquez (1996) como el segundo frente presente en el área de estudio.

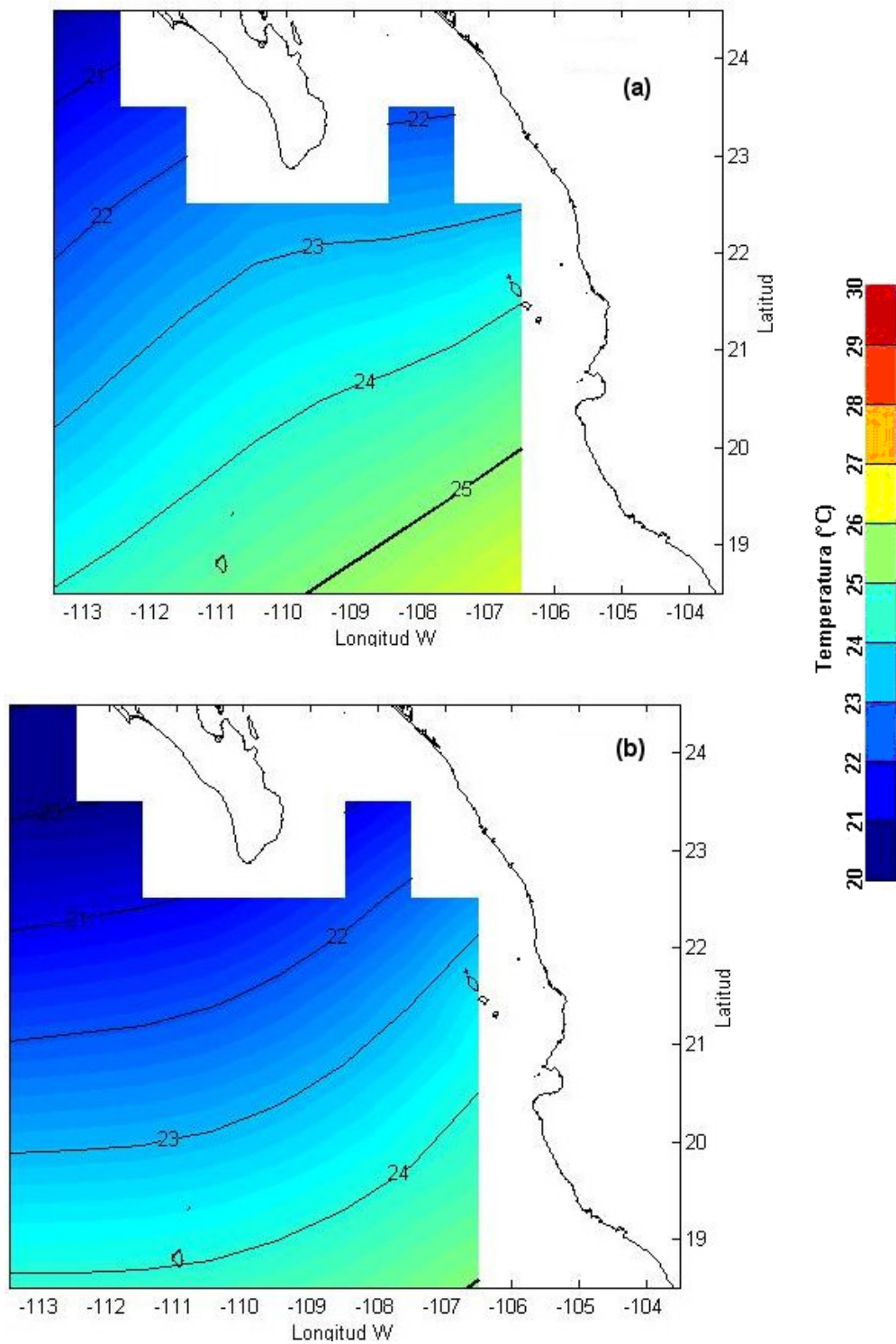


Figura 10. Distribución promedio mensual de la temperatura superficial del mar en el área de estudio, enero (a), febrero (b). Los datos corresponden a la climatología de Levitus 1998 ( NODC World Ocean Atlas 1998 data set).

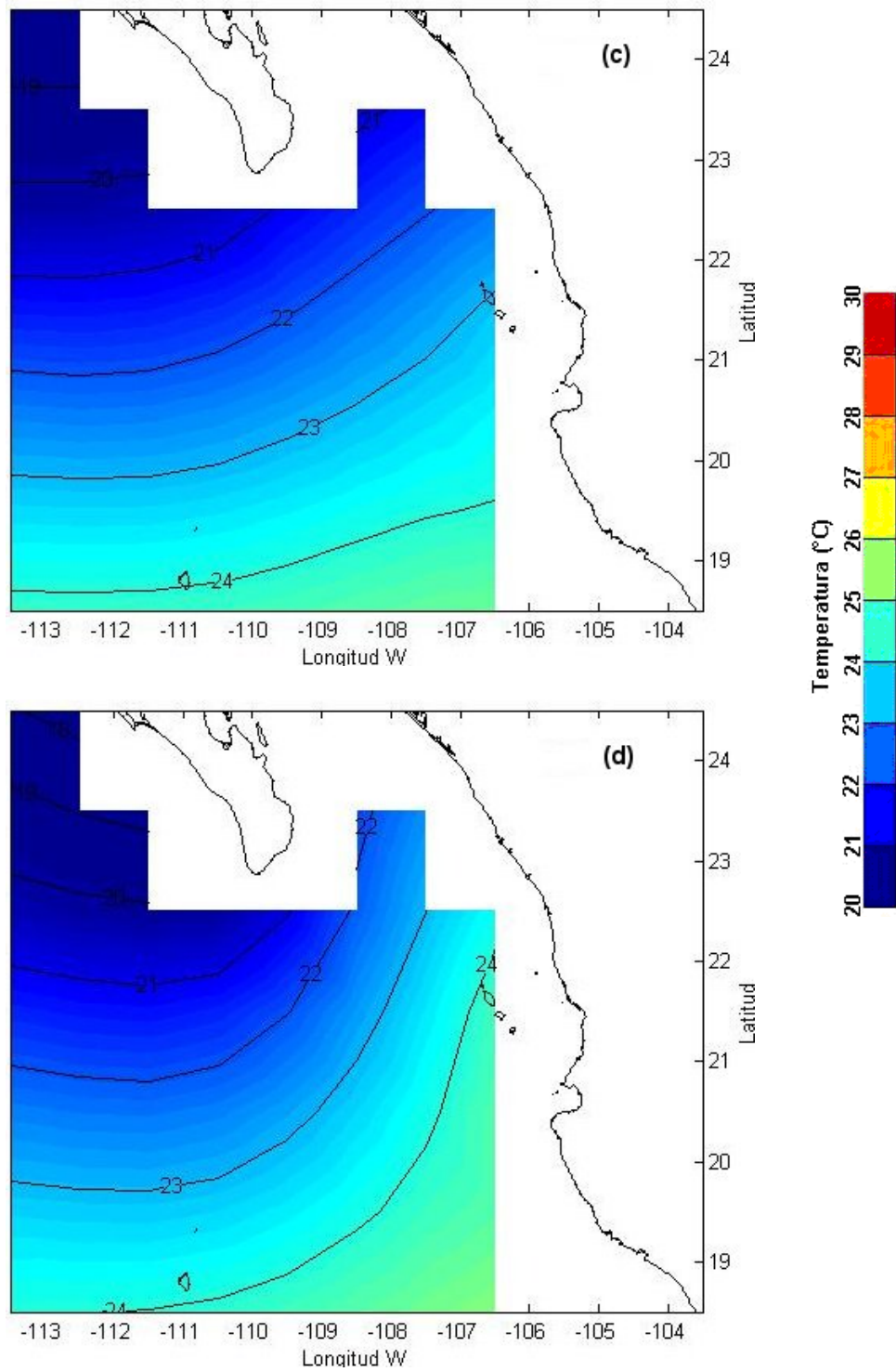


Figura 10. (Continuación) marzo (c) y abril (d).

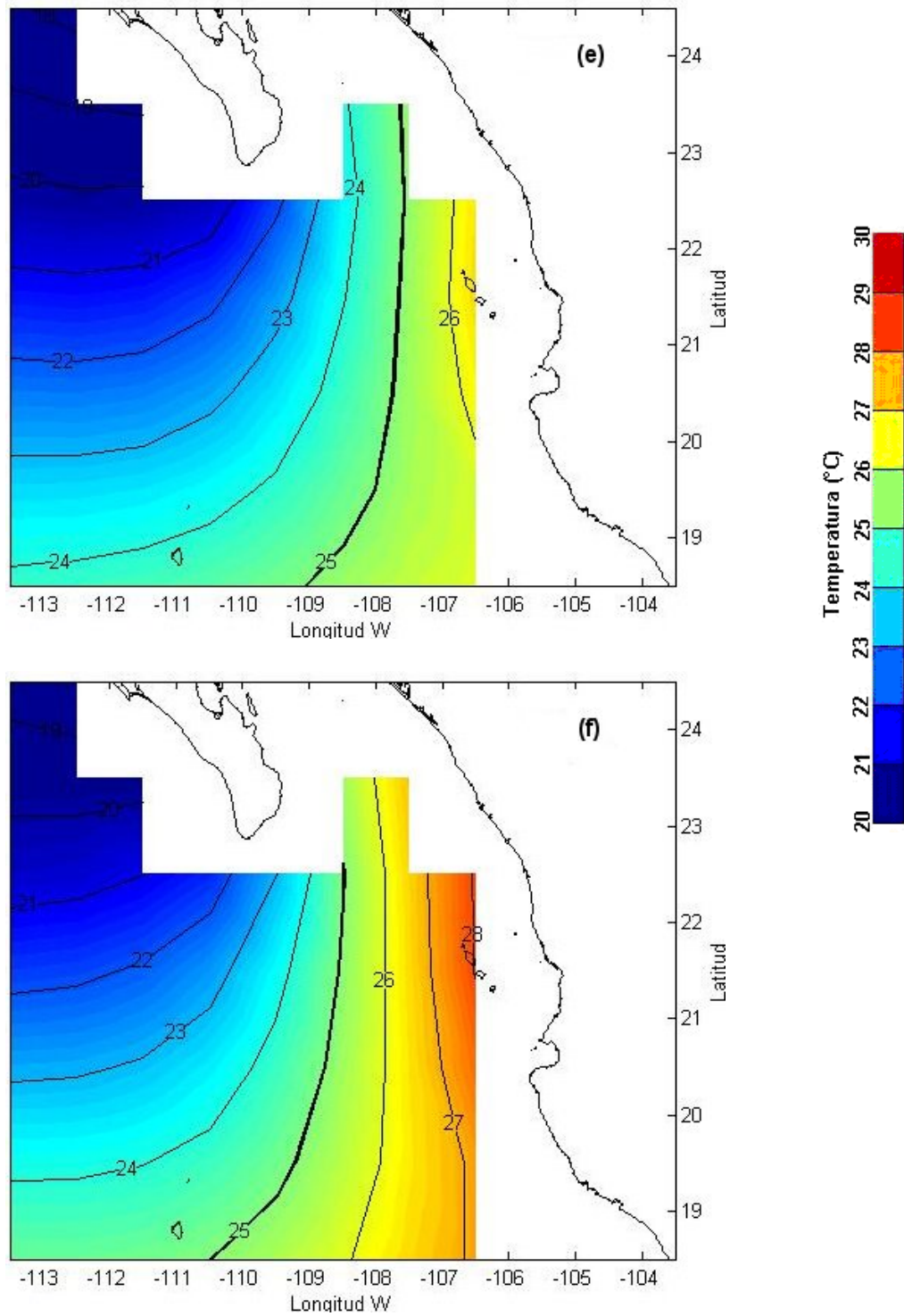


Figura 10. (Continuación) mayo (e) y junio (f)

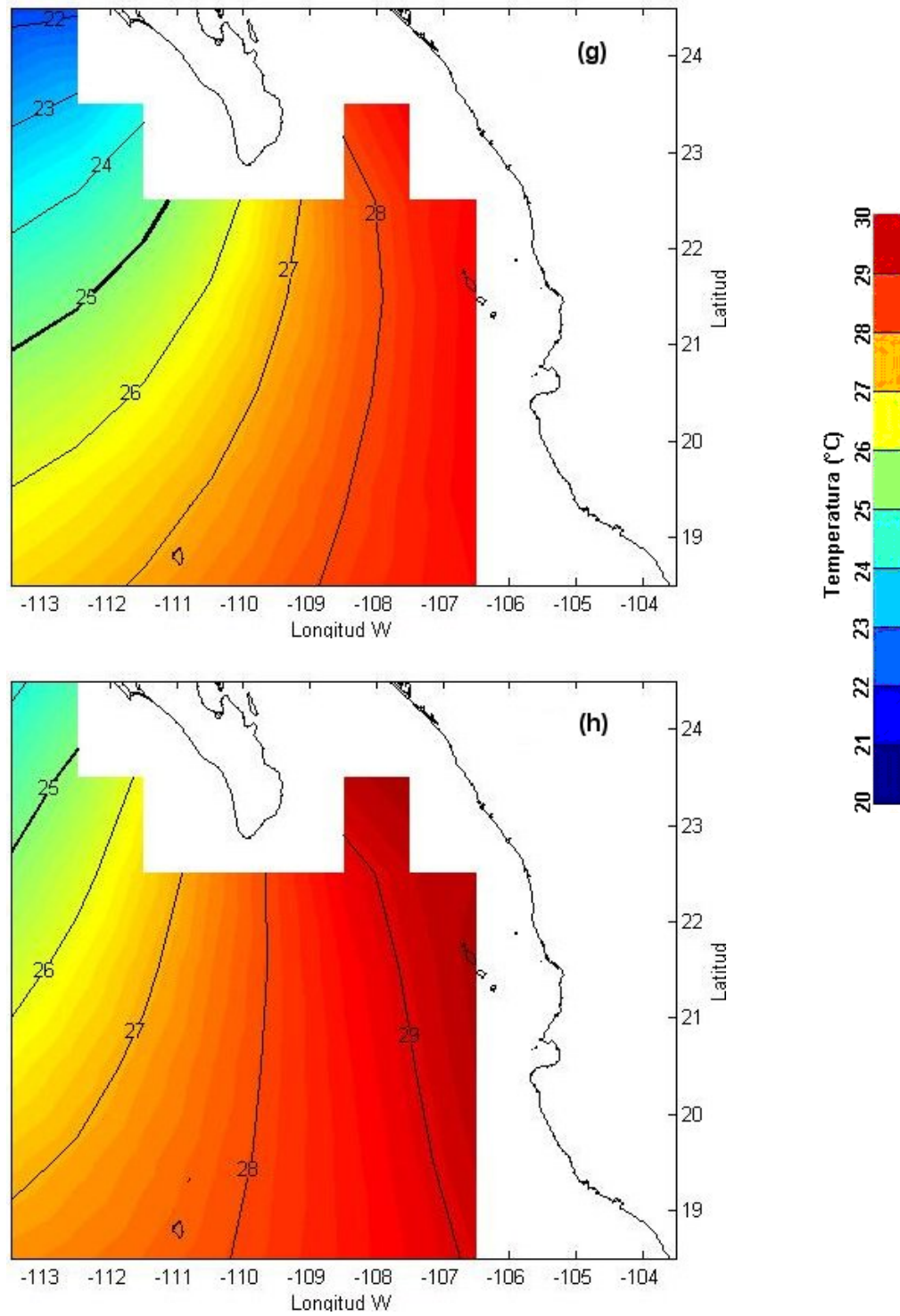


Figura 10. (Continuación) julio (g) y agosto (h).

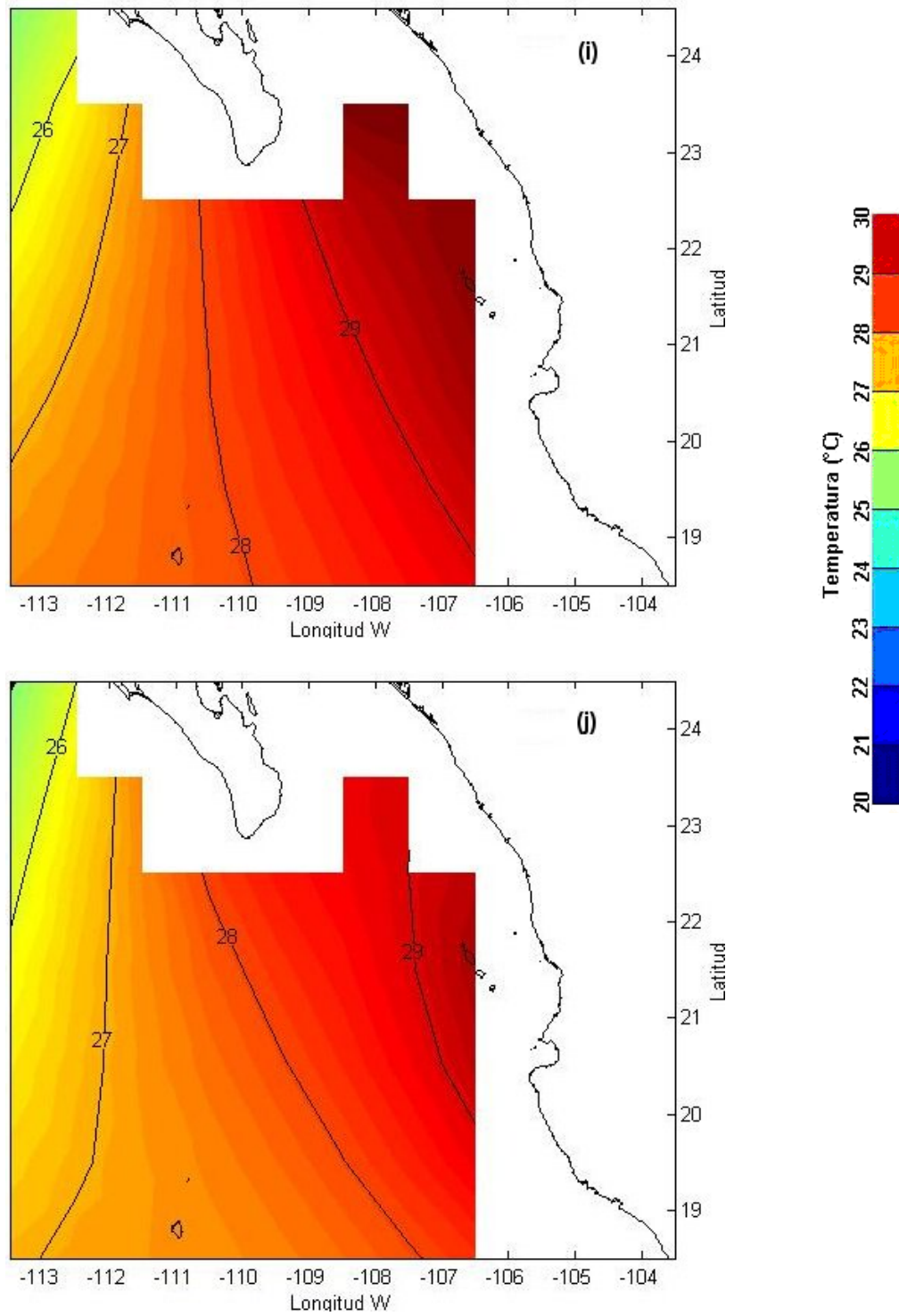


Figura 10. (Continuación), septiembre (i) y octubre (j)



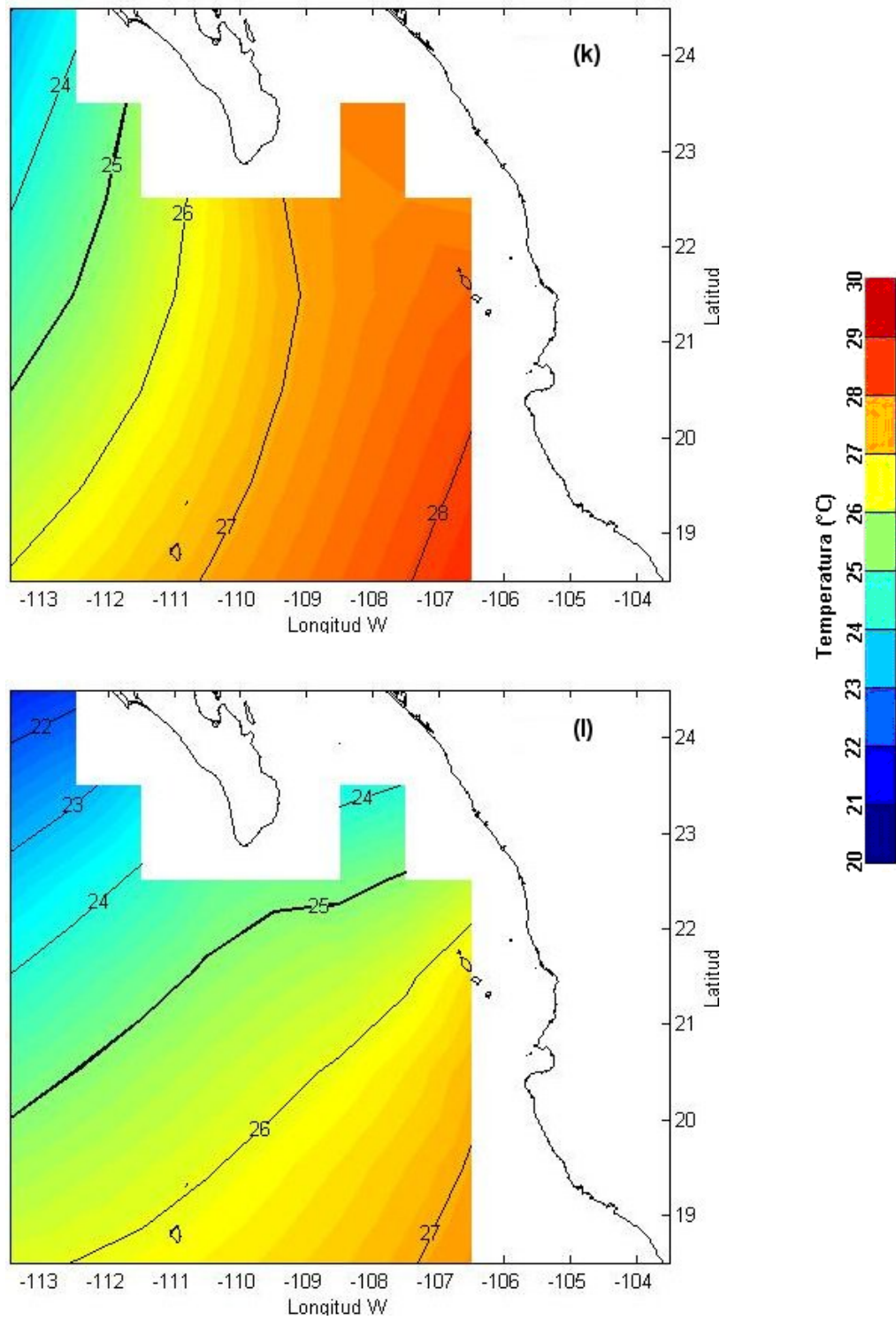


Figura 10. (Continuación) noviembre (k) y diciembre (l)



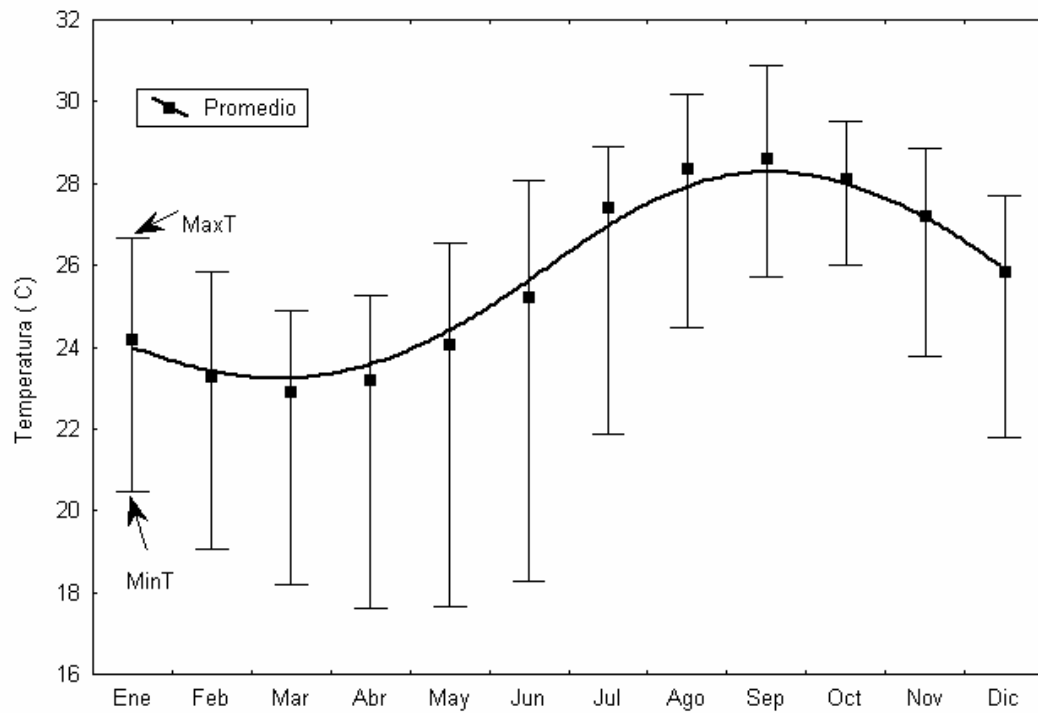


Figura 11. Distribución anual de la temperatura superficial del mar en el área de estudio. Se muestra la temperatura mínima, máxima y promedio mensual con respecto a toda el área. La línea continua corresponde al ajuste por cuadrados mínimos hecho a los valores promedio.

## VI.2.2. Distribución estacional de la salinidad superficial del mar.

En esta sección se presenta la distribución espacial de la salinidad superficial del mar (SSM) en el área de estudio (Fig. 12). Estas distribuciones, al igual que las correspondientes a la temperatura, fueron construidas a partir de la climatología de Levitus (Levitus, 1994). La resolución espacial de los datos es de un grado.

Tanto en mares interiores como en zonas costeras la distribución de la salinidad es muy variable. Aunque por lo general las aguas costeras están más diluidas que las oceánicas, puede ocurrir lo contrario en zonas cálidas, donde la evaporación es intensa. Tal es el caso del Golfo de California (GC), en donde para cualquier época del año la mayor salinidad superficial se localiza en esta región. (Fig. 12) A continuación se hace una descripción estacional de la distribución de salinidad dentro del área de estudio.

Invierno incluye los meses de enero, febrero y marzo. En enero (Fig. 12a) las isohalinas tienen una orientación noroeste-sureste y el gradiente horizontal de salinidad ( $\nabla S$ ) está dirigido hacia el noreste. En cambio, en febrero (Fig. 12b) las isohalinas tienden a orientarse perpendicular a la costa a partir de los  $111^\circ$  O, más hacia el oeste su orientación es meridional. En cuanto al  $\nabla S$ , este se mantiene aproximadamente hacia el noreste. Para marzo la región de la CC muestra claramente la presencia de un gradiente de agua de salinidad relativamente baja mientras que el resto de la región muestra una salinidad homogénea entre 34.6 y 34.7. Durante el invierno, tanto la máxima salinidad (35.15) como la mínima (34.0) en invierno ocurren en enero (Fig. 12a), así como la mayor

desviación estándar ( $\sigma=0.28$ ). En general, las mayores salinidades se encuentran al norte de las Islas Marías, aumentando hacia el interior del Golfo de California (Fig. 12a-c).

En primavera (abril, mayo y junio) (Fig. 12d-f) la amplia zona con salinidad de 34.60 observada en marzo es ahora ocupada por agua menos salina que exhibe un gradiente zonal intenso, con salinidades más altas hacia el interior del Golfo de California y cerca de la costa. En el resto de la región se observa la influencia de las aguas de baja salinidad de la CC (Fig. 12d). Al parecer abril es un mes de transición entre las condiciones salinas de invierno y las de primavera. Para mayo (Fig. 12e) la orientación de las isohalinas es meridional en toda el área de estudio. En este mes se observa un cambio continuo de salinidad desde las salinidades altas del Golfo de California y de afuera de la costa de Jalisco, hasta las salinidades bajas de la costa occidental de la Baja California, que resultan de la influencia de la CC en la región. La orientación del  $\nabla S$  es zonal y dirigido hacia la costa. El aumento en los contraste de la salinidad coincide con el avance hacia esta región de las frías y poco salinas aguas trasportadas por la Corriente de California. En junio (Fig. 12f) la región central del área de estudio esta ocupada por agua poco variable con salinidades entre 34.6 y 34.7. Esta región se extiende desde la Isla Socorro hasta Cabo San Lucas. Las isohalinas en esta región central divergen hacia el sur. Es la época del año en que la influencia de la CC y de las aguas tropicales se separa de manera más evidente. La salinidad mínima en primavera es de 34.1 y la máxima corresponde a 35.18 con una  $\sigma=0.29$ .

Los meses considerados en verano son julio, agosto y septiembre (Fig. 12 g-i). De julio a agosto (Fig. 12g-h) se observa en la región cerca de la costa un aumento en la salinidad, principalmente al este de los 109° O, al sur de la entrada al Golfo de California.

El verano se caracteriza por una distribución de salinidad con un  $\nabla S$  zonal. A partir de agosto (Fig. 12h) el área de estudio es ocupada por agua de menor salinidad. El descenso se inicia cerca de la costa y se extiende hasta los 112° O. El gradiente salino se mantiene zonal hasta septiembre y en este mes también las aguas de baja salinidad de la costa occidental de Baja California se extienden hacia el sur de toda la región de interés (Fig. 12i). En verano la salinidad mínima es de 34.1 y la máxima es 34.9.

En otoño (octubre, noviembre y diciembre, figuras 12j-l) la distribución de salinidad muestra un patrón distinto al resto del año. En estos tres meses las isohalinas son zonales cerca de la costa y describen trayectorias curvas con dirección hacia el norte en la región oceánica. El máximo de salinidad se debe a la influencia del Golfo de California aunque su presencia disminuye conforme avanza el año. Es en esta época cuando se observa la menor influencia de la CC en las salinidades superficiales. En octubre la salinidad es de 34.6 y la máxima de 34.9. Tanto en noviembre como en diciembre la salinidad mínima es de 34.4, y la máxima también de 34.9, ocurriendo esta última en la entrada al Golfo de California, como ya se mencionó.

El comportamiento temporal de la salinidad coincide con la dinámica estacional de las masas de agua superficiales localizadas en el área de estudio. De enero a junio la salinidad promedio mensual se incrementa de manera continua, de 34.4 a 34.7 respectivamente. A partir de julio la salinidad disminuye hasta una concentración promedio mensual de 34.2 en diciembre (Fig.13 línea continua). Los valores extremos de salinidad (máximos y mínimos) exhiben un comportamiento sinusoidal. De enero a marzo la máxima salinidad disminuye de 35.2 a 34.9. A partir de abril la máxima salinidad se incrementa por arriba de las 35. Esta salinidad se mantiene hasta julio ya que para agosto disminuye a 34.9. En septiembre aumenta la máxima salinidad y se mantiene por arriba de los 35 el resto del año. Estas altas concentraciones de sal ocurren principalmente en la porción noreste del área de estudio.

El comportamiento temporal de las concentraciones mínimas de salinidad muestra que a partir de febrero disminuye de 34.3 a 33.9 en mayo y junio (Fig. 13). Este comportamiento coincide con el periodo de intensificación de la Corriente de California, la cual transporta agua de baja salinidad hacia el área de estudio. A partir de julio los valores mínimos de salinidad aumentan a 34.2 manteniéndose esa concentración hasta diciembre.

En la figura 13 también se puede observar que de mayo a julio se presenta el rango de salinidad (máximo – mínimo) más grande. Esto coincide con la presencia de un frente salino localizado en  $21^{\circ}$  N,  $100^{\circ}$  O (López-Bojórquez, 1996). De igual forma, de noviembre a diciembre este rango es grande.

En síntesis, el comportamiento estacional de la salinidad presenta dos patrones generales de distribución. El primero ocurre de noviembre a enero, en donde las isohalinas tienen una orientación noroeste-sureste aproximadamente. El gradiente horizontal de salinidad es hacia el noreste. En el segundo patrón de distribución (mayo a septiembre) las isohalinas están aproximadamente paralelas a la costa. Esto es, la salinidad cambia zonalmente y el gradiente horizontal salino es perpendicular a la costa. En general, el intervalo de variación de la salinidad en el área de estudio es agosto y fluctúa entre los 34 y 35, aproximadamente. Las mayores salinidades ocurren en la región costera y hacia el interior del Golfo de California. Destacan amplias zonas con baja salinidad en la región central del área de estudio de marzo a abril. Los principales factores que producen la variabilidad estacional son la variación de la CC y de la circulación en la entrada al Golfo de California, en donde se presenta de flujos de entrada y salida (Álvarez-Sánchez et. al., 1978; Warsh y Warsh, 1971; Roden, 1972) de agua menos y más salina respectivamente (Torres-Orozco, 1993). La alta salinidad observada en el extremo este de la entrada al Golfo se debe a que en esta época el agua fluye hacia el sur a través de esa frontera, con agua menos salina ingresando por la costa este de la Península de Baja California (Warsh y Warsh, 1971; Roden, 1972).

La mayor salinidad en invierno, o en la porción norte del área de estudio, resulta de la advección de agua del Golfo de California que fluye hacia la boca a través de la circulación anticiclónica descrita por Álvarez-Sánchez et al., (1978).

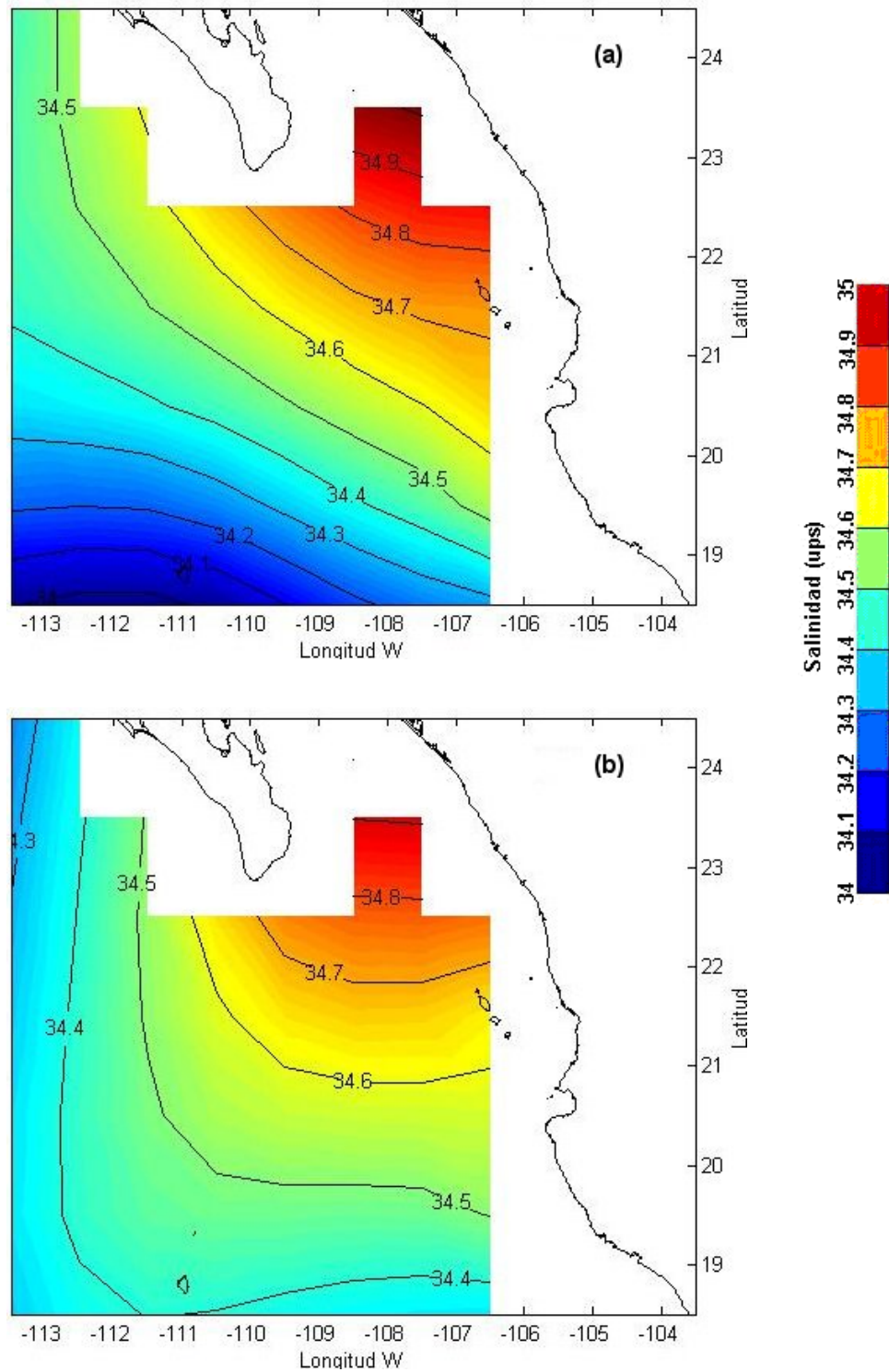


Figura 12. Distribución promedio mensual de la salinidad superficial del mar en el área de estudio, enero (a) y febrero (b). Los datos corresponden a la climatología de Levitus 1998 (NODC World Ocean Atlas 1998 data set).

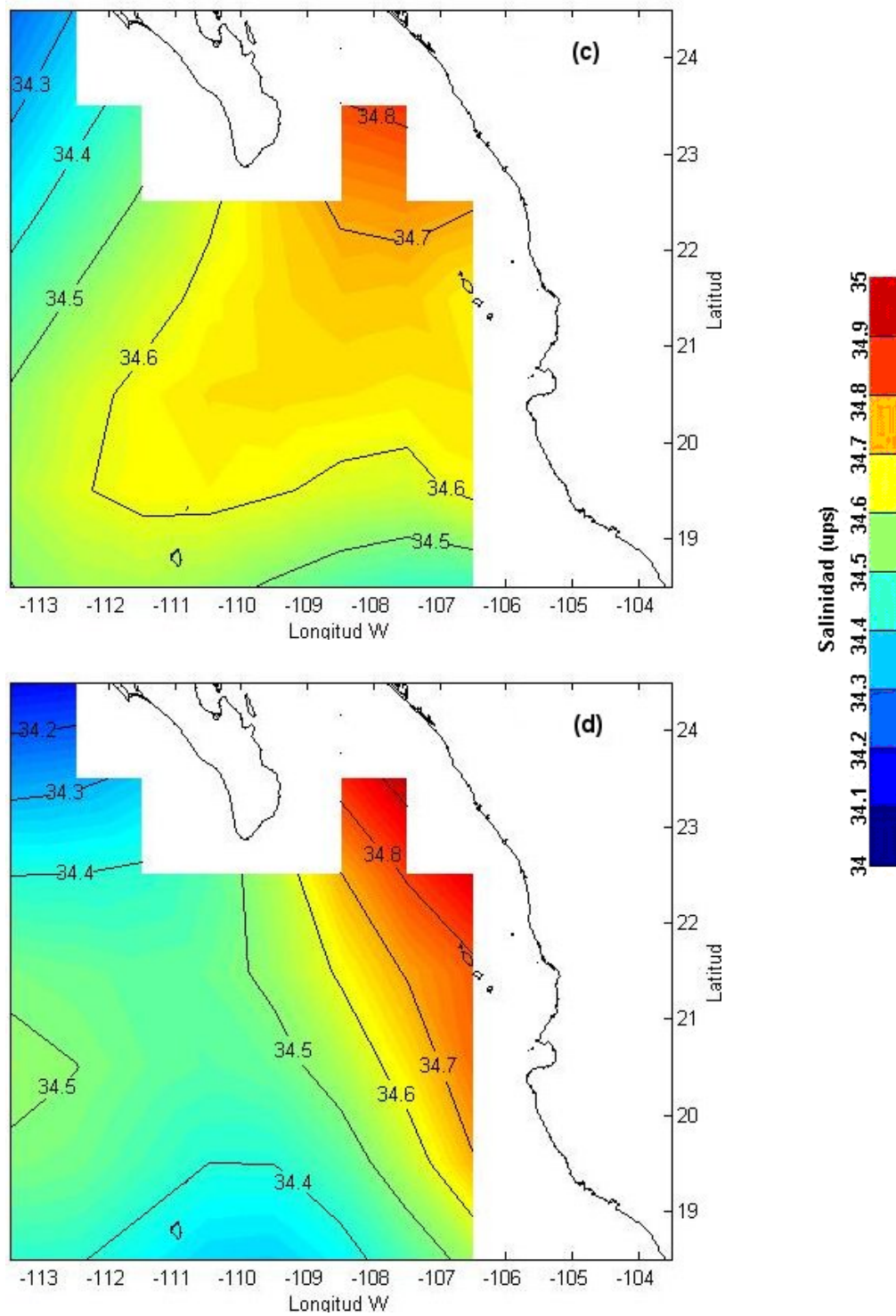


Figura 12. (Continuación), marzo (c) y abril (d).



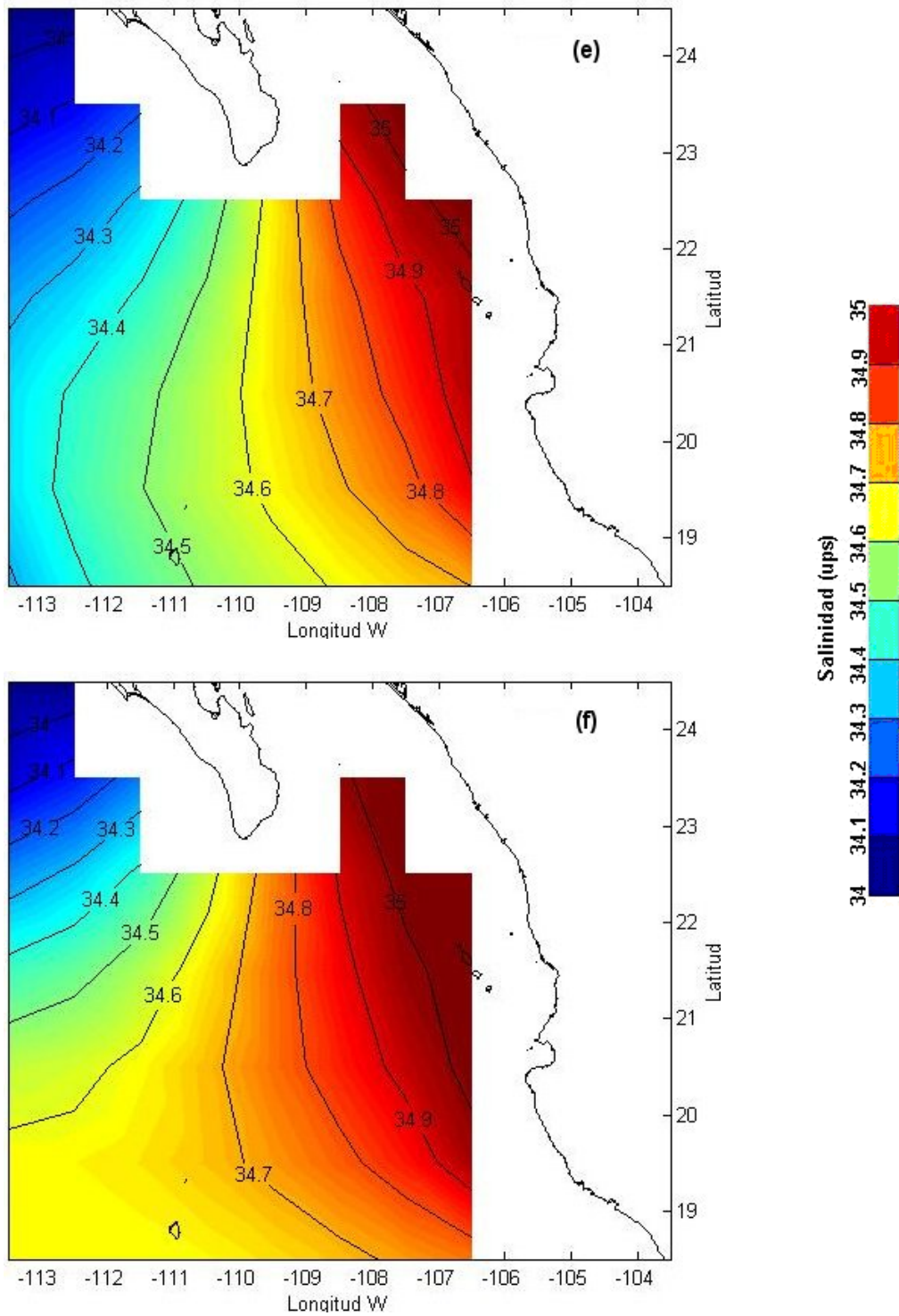


Figura 12. (Continuación), mayo (e) y junio (f).

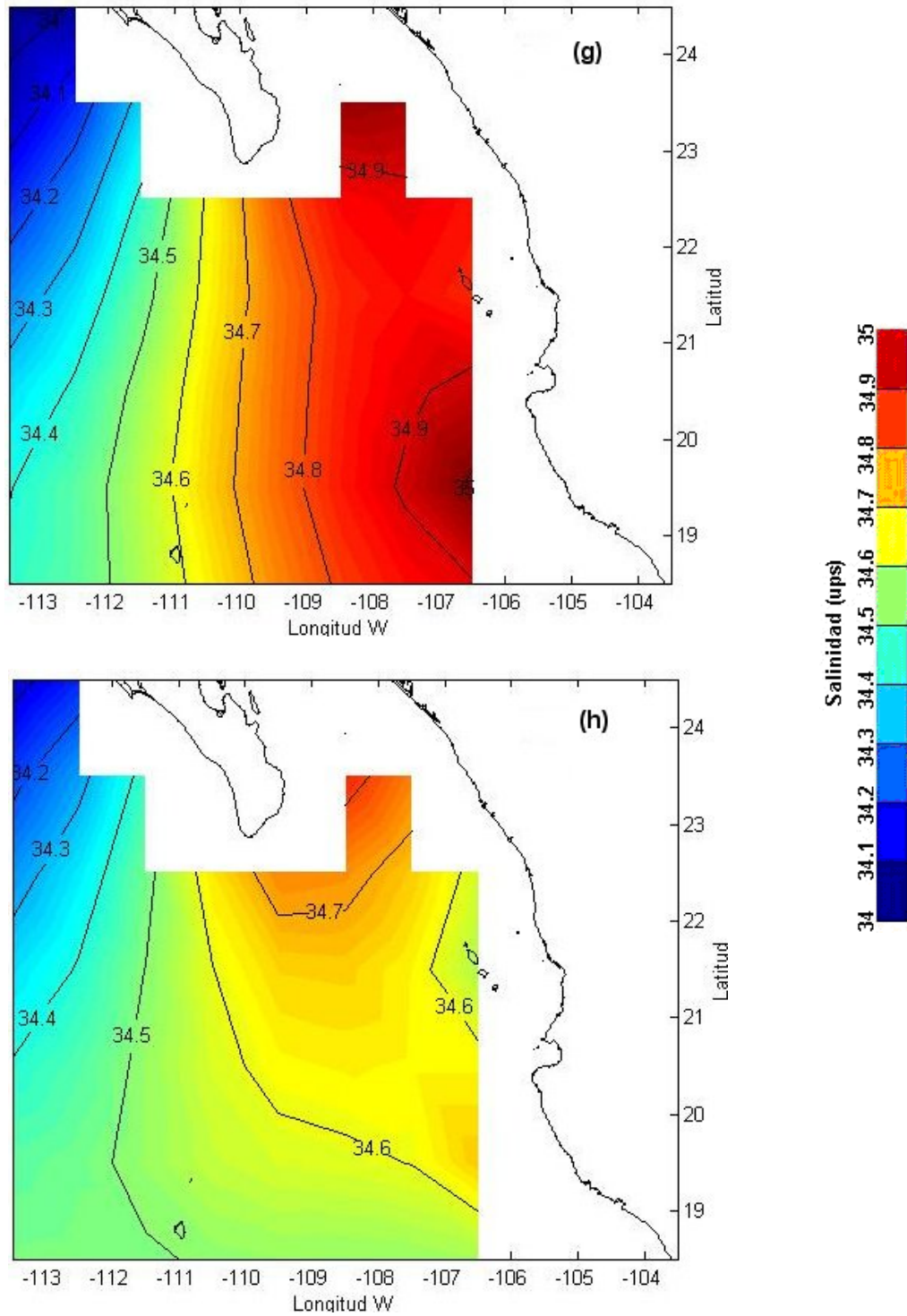


Figura 12. (Continuación), julio (g) y agosto (h)

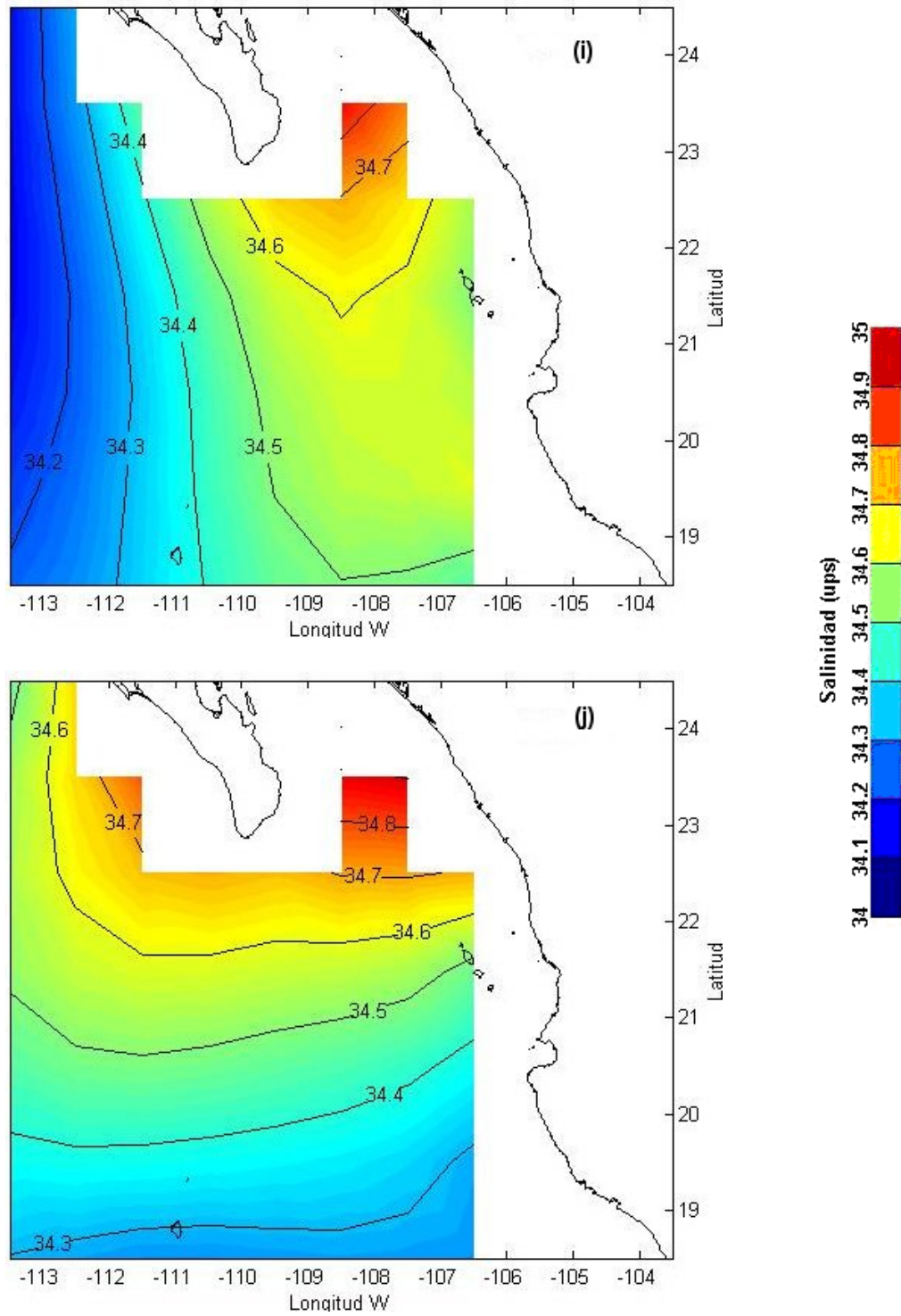


Figura 12. (Continuación), septiembre (i) y octubre (j)

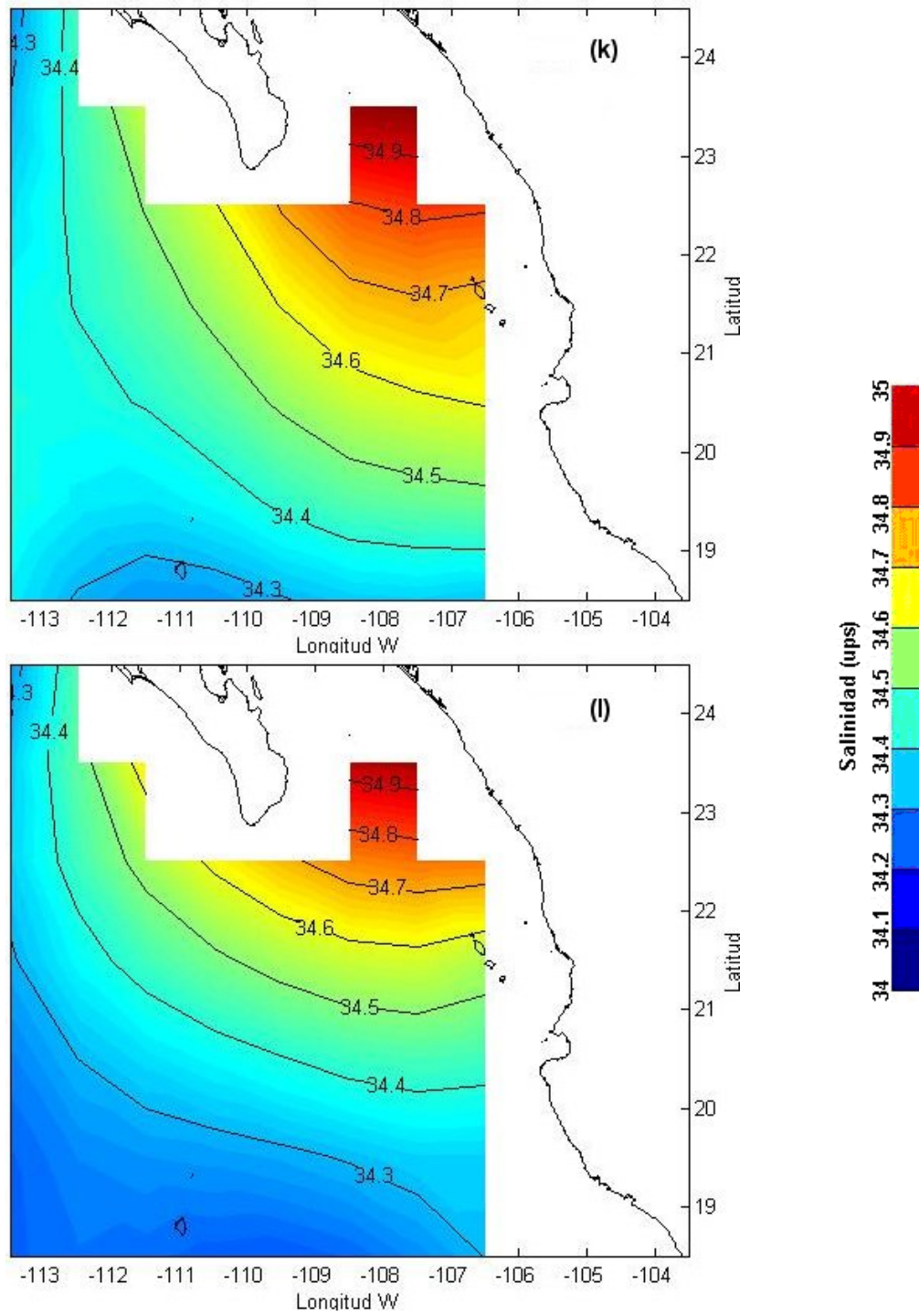


Figura 12. (Continuación), noviembre (k) y diciembre (l).

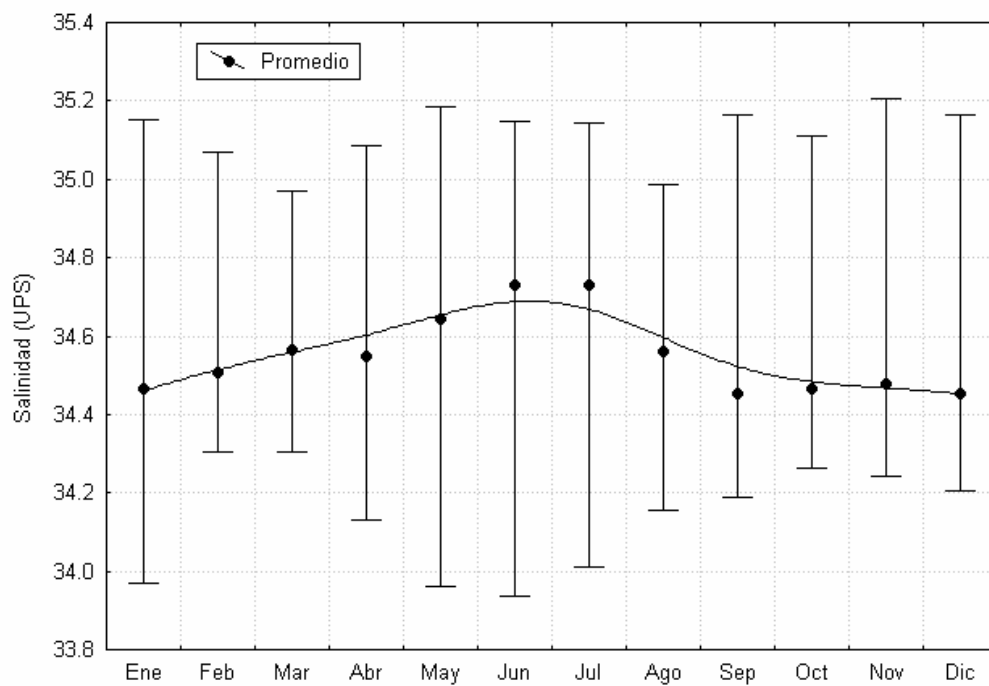


Figura 13. Distribución anual de la salinidad superficial del mar en el área de estudio. Se muestra la salinidad mínima, máxima y promedio mensual con respecto a toda el área. La línea continua corresponde al ajuste por cuadrados mínimos hecho a los valores promedio.

### VI.2.3. Comportamiento estacional de la capa mezclada.

El conocimiento de la variabilidad espacial y temporal de la profundidad de la capa mezclada (CM) puede contribuir, junto con otros factores como la temperatura, la historia de los frentes oceánicos, la calidad biológica del agua, etc. a que la flota atunera concentre sus esfuerzos de pesca en las aguas más productivas y de menor espesor de la CM. En esta sección se hace una descripción del comportamiento espacial y temporal de la profundidad de la CM para el área de estudio. Los datos fueron extraídos de la climatología reportada por Monterey y Levitus (1997). La CM fue calculada con perfiles promedios mensuales climatológicos de temperatura potencial y densidad potencial basados en dos diferentes criterios: un cambio de temperatura de  $0.5^{\circ}\text{C}$  respecto a la superficie del mar y un cambio de densidad de 0.125 (unidades sigma).

En invierno (enero, febrero, marzo) (Fig. 14a-c) la máxima profundidad de la CM ocurre en enero, con una extensión de 40 m, aproximadamente, y se presenta en la porción norte del área de estudio, en la costa oriental de Baja California y en el interior del Golfo de California (Fig. 14a). La mínima es de 12 m y corresponde al mes de marzo y ocurre al sur de Cabo Corrientes, Jal. (Fig. 14c). El espesor promedio de la CM en invierno es 21 m, aproximadamente. Hacia el sur de las Islas Marías la CM es más somera, menor a 20 m, tanto en la zona costera como hacia mar adentro. La profundidad aumenta hacia el norte de las islas. En las inmediaciones de la Isla Socorro la profundidad de la CM oscila entre los 18 y 20 m. El gradiente asociado a la profundidad de la CM está dirigido hacia el noroeste, con excepción de febrero en donde está dirigido completamente hacia el oeste.

Para primavera (abril, mayo, junio) (Fig. 14d-f) se observa una reducción en el espesor de la CM. La máxima profundidad es de 30 m, ocurre en abril (Fig. 14e) y se observa al oeste de la Isla Socorro. La mínima profundidad es de 6 m, aproximadamente, y ocurre a lo largo de toda la zona costera (Fig. 14f). La profundidad promedio es de 13 m. En las inmediaciones de la Isla Socorro la CM tiene un espesor de 18 a 20 m como se sucede en invierno. El gradiente asociado es zonal, esto es, la profundidad de la capa de mezcla aumenta hacia el oeste o bien disminuye hacia la costa. Las condiciones en estos meses son muy apropiadas para la pesquería de AAA: la presencia de un frente térmico y una capa de mezcla somera en el lado cálido del frente son condiciones ideales para realizar capturas exitosas.

En la época de verano (julio, agosto, septiembre) la CM alcanza la menor extensión vertical observada en todo el año (Fig. 14j-l). Tanto en julio como en agosto la CM tiene un espesor máximo de 13 m y aumenta hacia el sur (Fig. 14g-h). En septiembre la distribución de la CM es diferente (Fig. 14i). Las mayores profundidades de la CM (20 m o más) ocurren al sur de las Islas Marías, desde la costa hasta los  $108^{\circ}$  O con un gradiente hacia el sureste. En promedio, la profundidad de la CM en verano es de 12 m, con máxima de 23 m y mínima de 6 m, aproximadamente. A pesar de esto las capturas en estos meses no son buenas. Esta ausencia coincide con el hecho de que prácticamente toda el área de estudio está ocupada por aguas con temperaturas y salinidades muy altas, además de la ausencia de frentes térmicos y surgencias costeras que favorecen la fertilización de la capa superficial del océano, y con ello el desarrollo de la cadena alimenticia.

Los meses considerados en otoño son octubre, noviembre y diciembre (Fig. 14 l-l). En esta época la CM tiene una profundidad máxima de 32 m y una mínima de 9 m. El espesor de la CM disminuye hacia la costa. Presenta un gradiente zonal, aumentando su grosor fuera de la costa. Hacia el norte de las Islas Mariás y a lo largo de la plataforma continental la CM alcanza profundidades mayores a 20 m en noviembre (Fig.14k). En cambio, para diciembre el espesor de la CM disminuye a menos de 20 m en toda la región al este de los 109° O. La máxima profundidad que alcanza la CM en toda el área de estudio es de 32 m y la mínima es de 9 m. La distribución de las capturas en esta época ocurre en regiones donde la CM es menor a 25m. En octubre las capturas están concentradas en dos zonas una en los alrededores de la Isla Socorro y el otro alrededor de Cabo San Lucas (Fig. 4j). Para ambas zonas la profundidad de la CM es menor a 16m (Fig. 14j) y es el mes en que se presenta el mínimo rango de variación de la CM (Fig. 15). En noviembre las mayores capturas se encuentran en donde la profundidad de la CM es alrededor de 24m (Fig. 4k). En diciembre las capturas (Fig. 4 l) se distribuyen al este de los 108° O, donde la CM presenta una amplia zona con profundidad menor a 22 m (Fig. 14 l).

En síntesis:

La profundidad de la capa mezclada presenta variaciones estacionales (Fig. 14). La máxima profundidad de la CM ( $\approx 40\text{m}$ ) ocurre en enero (Fig. 14a y 15). Disminuye hacia el verano en donde la máxima profundidad es de  $\approx 14\text{ m}$ . A partir de septiembre aumenta la CM a un máximo de 32 m (diciembre). Invierno y primavera son las estaciones climáticas



con mayor intervalo de variación en la CM. Esto se observa de manera más clara en la figura 15, en donde la distancia entre el mínimo y el máximo es mayor que en las otras estaciones del año. En promedio para toda el área de estudio, la CM oscila entre los 9 y 24 m de espesor (Fig. 15 línea continua). La distribución espacial de la CM muestra que, en general, es más somera hacia el continente, principalmente hacia el sur de las Islas Marías. En la región central del área de estudio el espesor oscila alrededor de los 24 m. El gradiente asociado a la CM cambia estacionalmente. En invierno es hacia el noroeste, aproximadamente, en primavera rota hacia la izquierda quedando orientado zonalmente (este-oeste). En verano se orienta hacia la izquierda en relación con primavera, de manera tal que su orientación es meridional (norte-sur) y en otoño nuevamente vuelve a ser zonal. Estos gradientes de la CM, de acuerdo a los resultados mostrados en las figuras 14a-1, son más grandes en invierno y primavera que el resto del año. Esto coincide, tanto con el patrón de circulación de las masas de agua que invaden esta zona del Pacífico mexicano, como con el comportamiento estacional de la temperatura superficial del mar. En los meses en que esta presente el frente térmico de Cabo San Lucas (mayo-junio), la CM tiene un espesor menor a 16m y disminuye hacia el lado caliente del frente. Es decir, hacia la costa del macizo continental, que a su vez es la región en donde se concentra la mayor captura de AAA en esos meses. Durante la época de las surgencias costeras (Fig. 25) la profundidad de la CM oscila entre los 14 y los 18 m, y el atún se distribuye cercano a esta zona (Fig. 4c), en donde la CM tiene un espesor de 16-18 m (Fig. 14c).

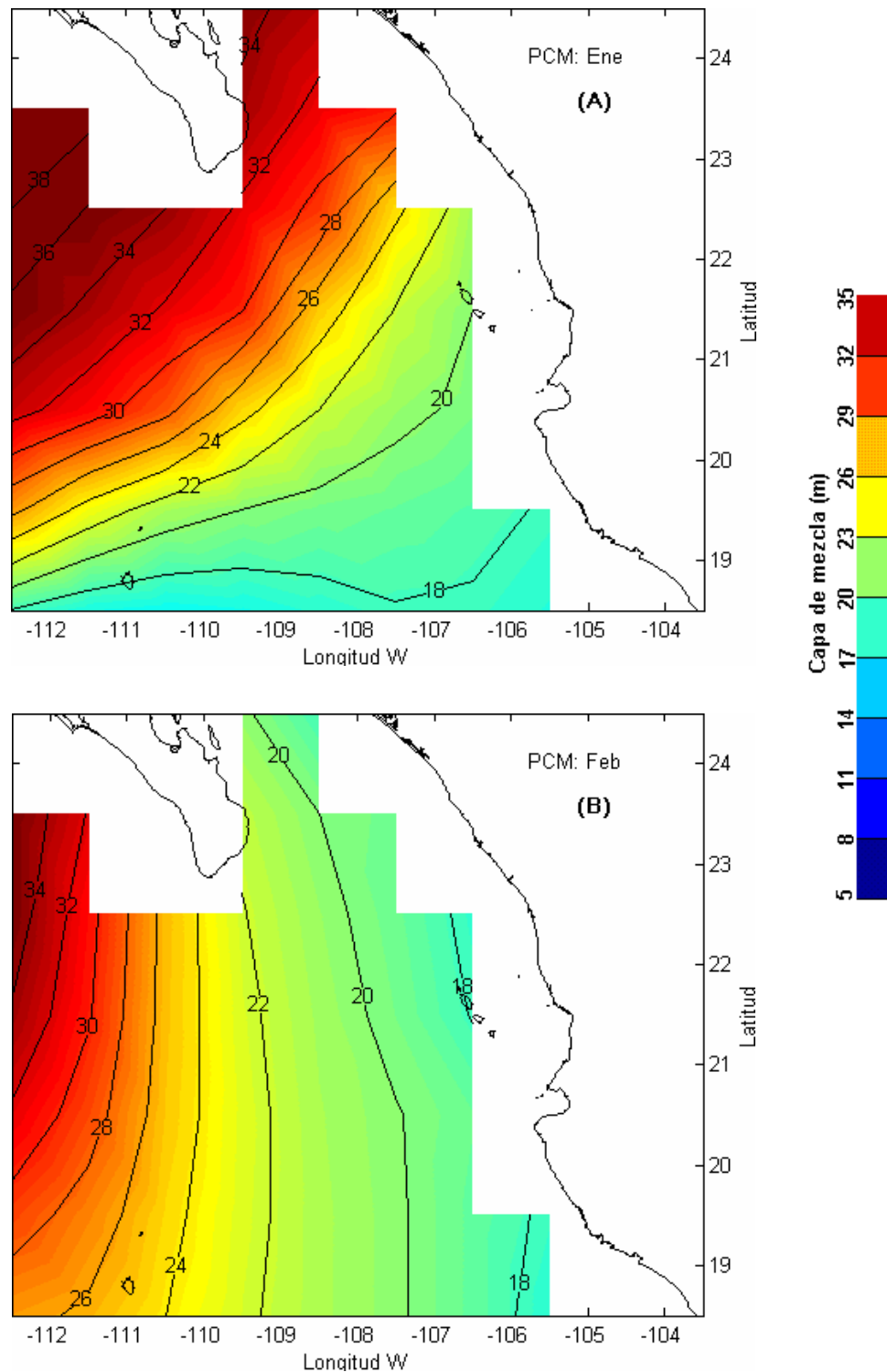


Figura 14. Distribución promedio mensual de la profundidad de la capa de mezcla en el área de estudio, en enero (a) y febrero (b). Los datos corresponden a la climatología de Levitus 1998 (NODC World Ocean Atlas 1998 data set).

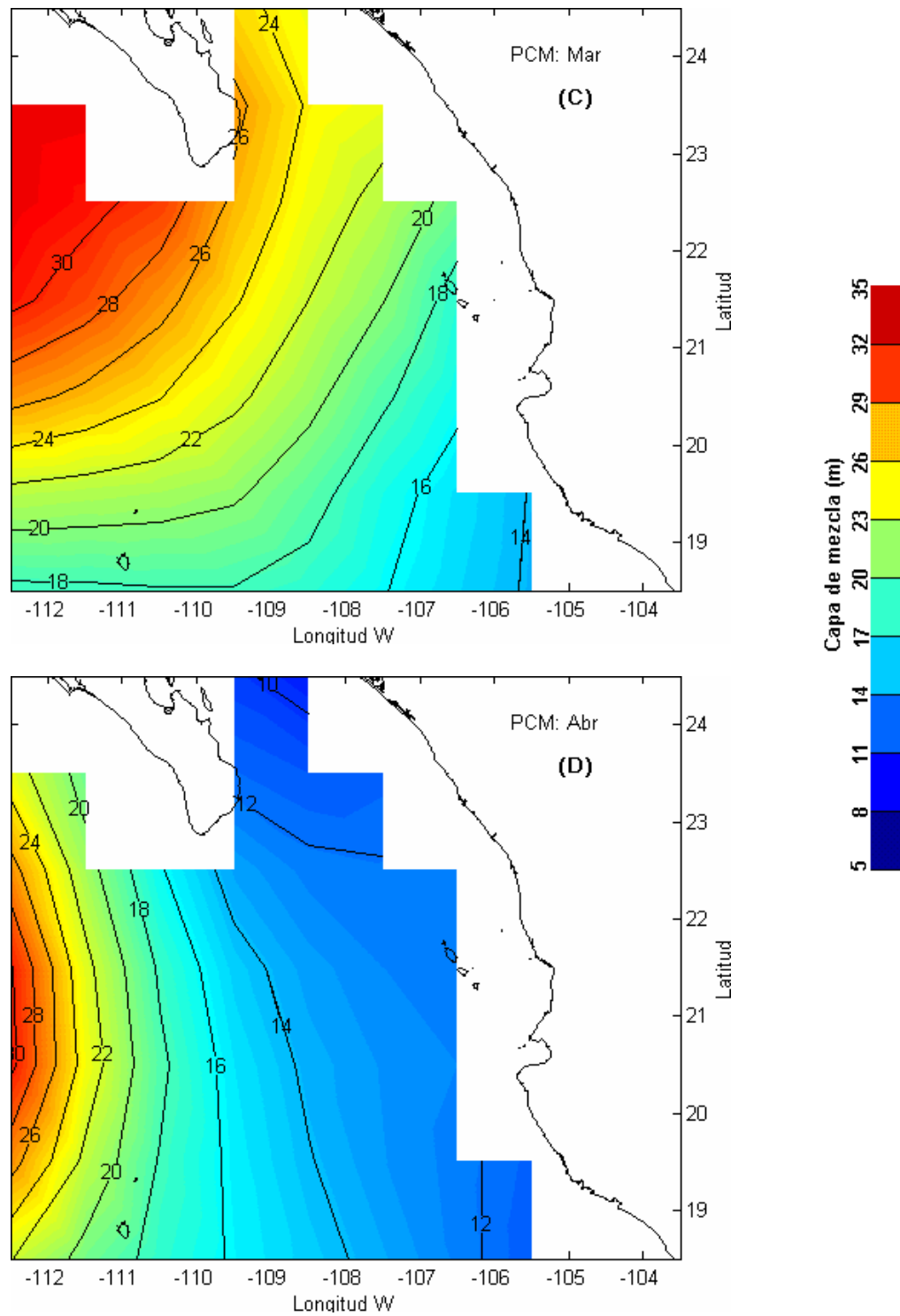


Figura 14. (Continuación), marzo (c) y abril (d).

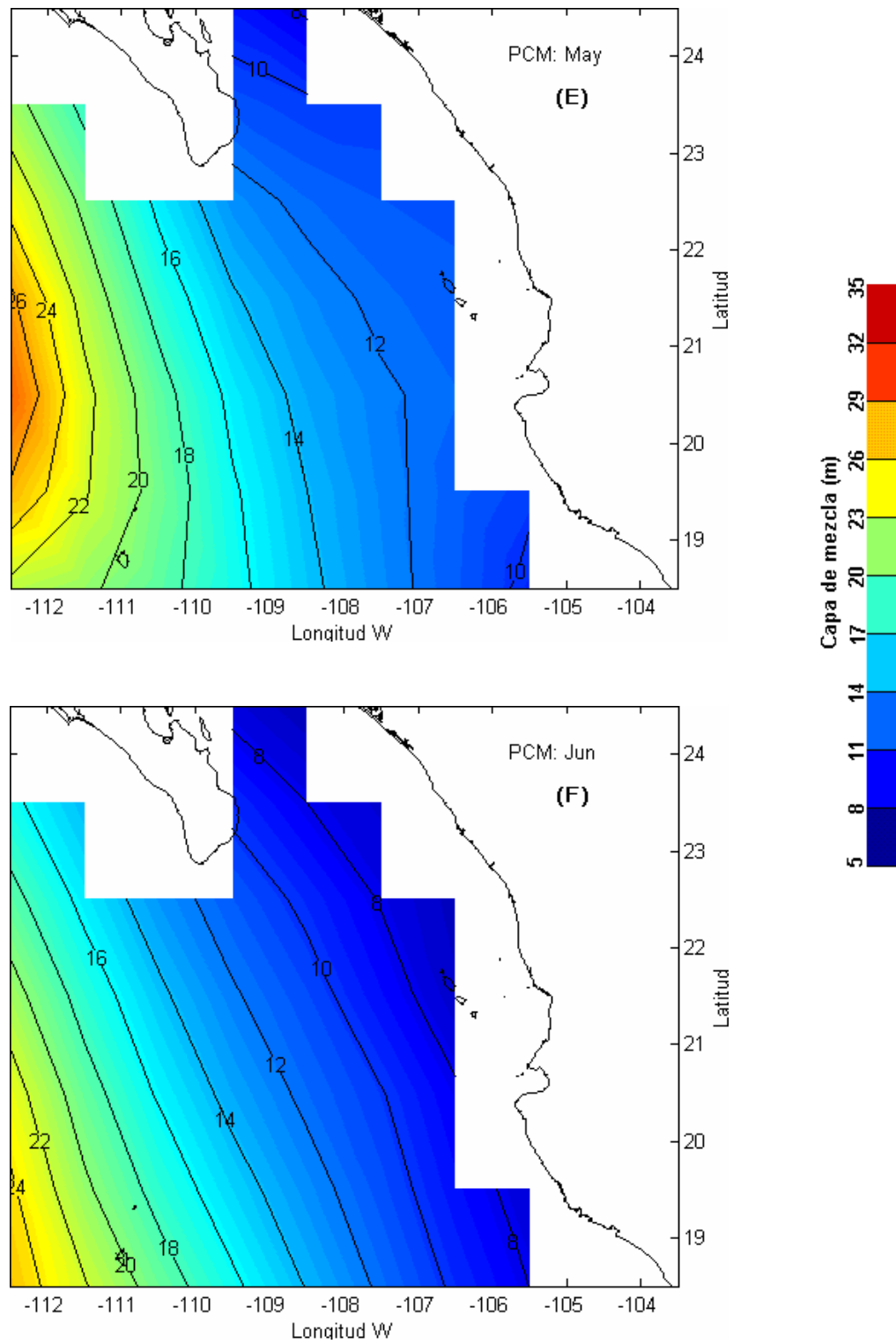


Figura 14. (Continuación), mayo (e) y junio (f).

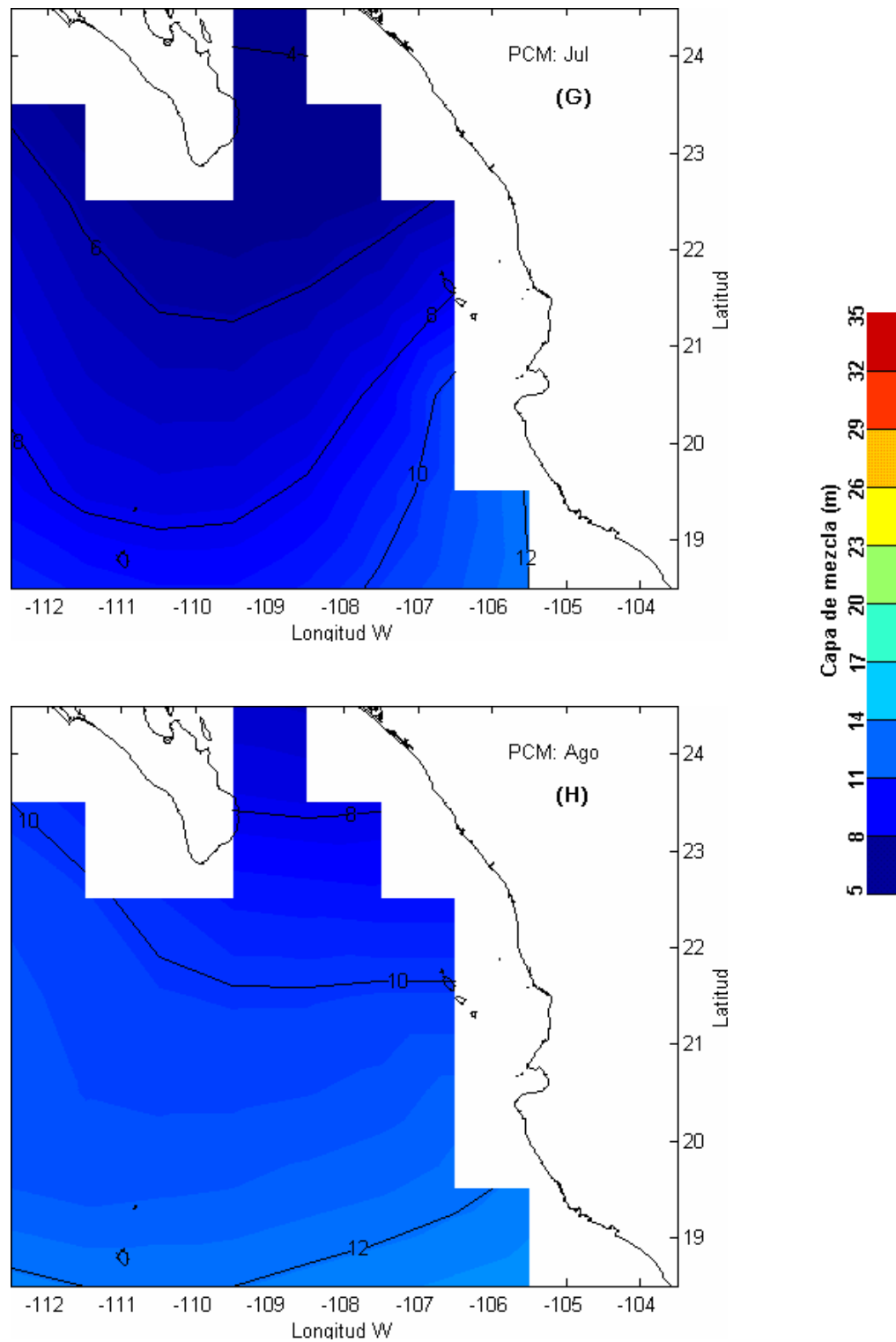


Figura 14. (Continuación), julio (g) y agosto (h).

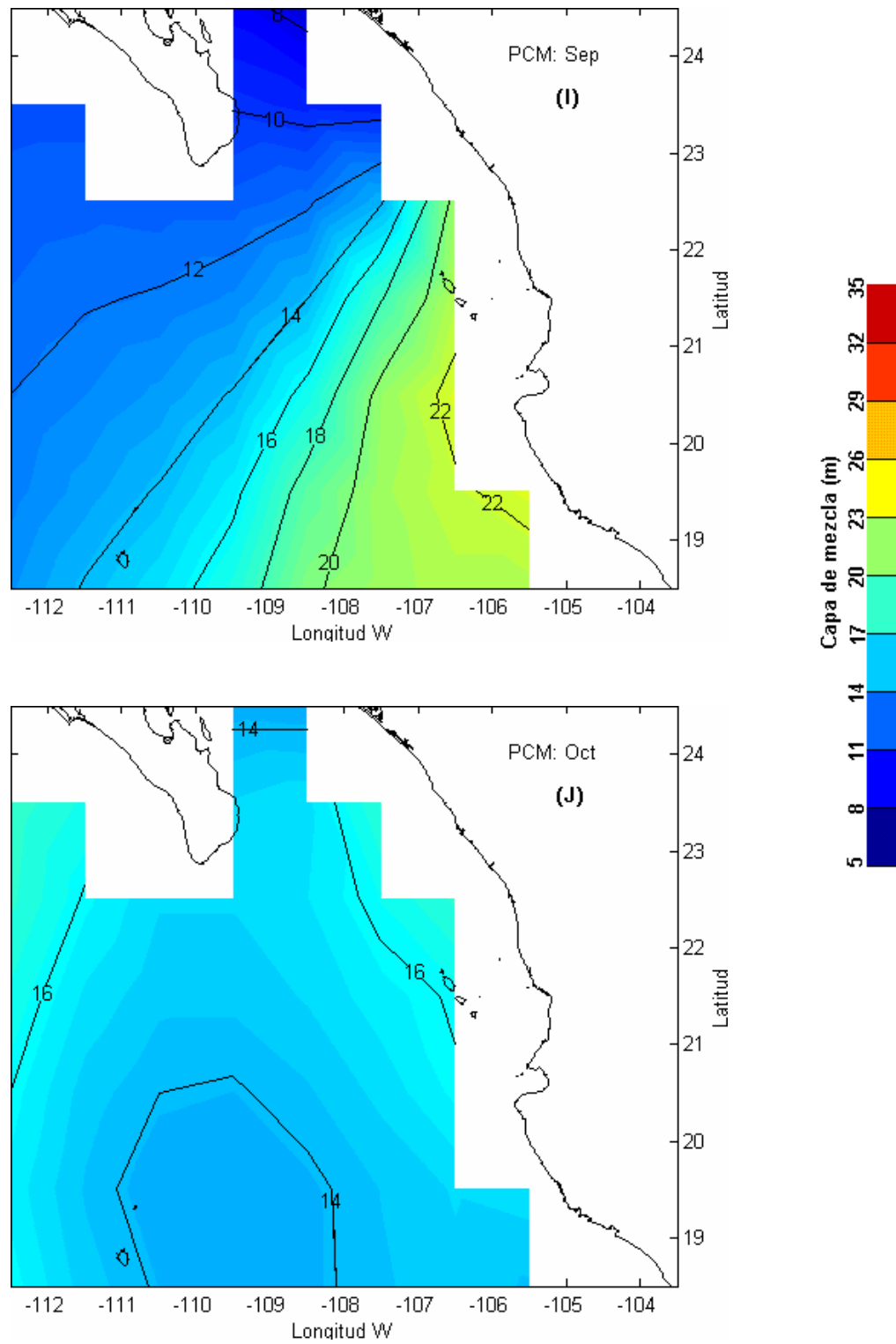


Figura 14. (Continuación), septiembre (i) y octubre (j).

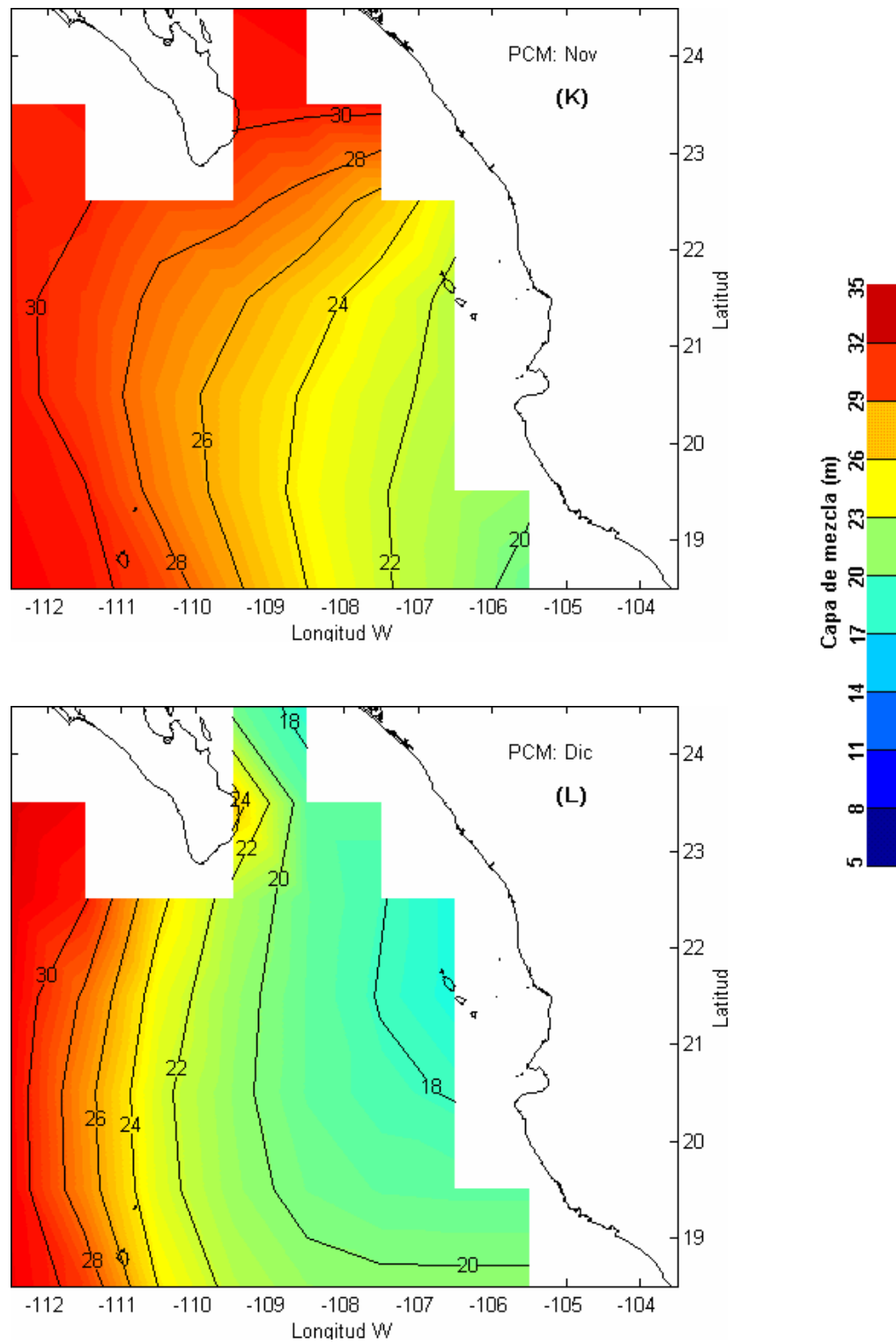


Figura 14. (Continuación), noviembre (k) y diciembre (l).

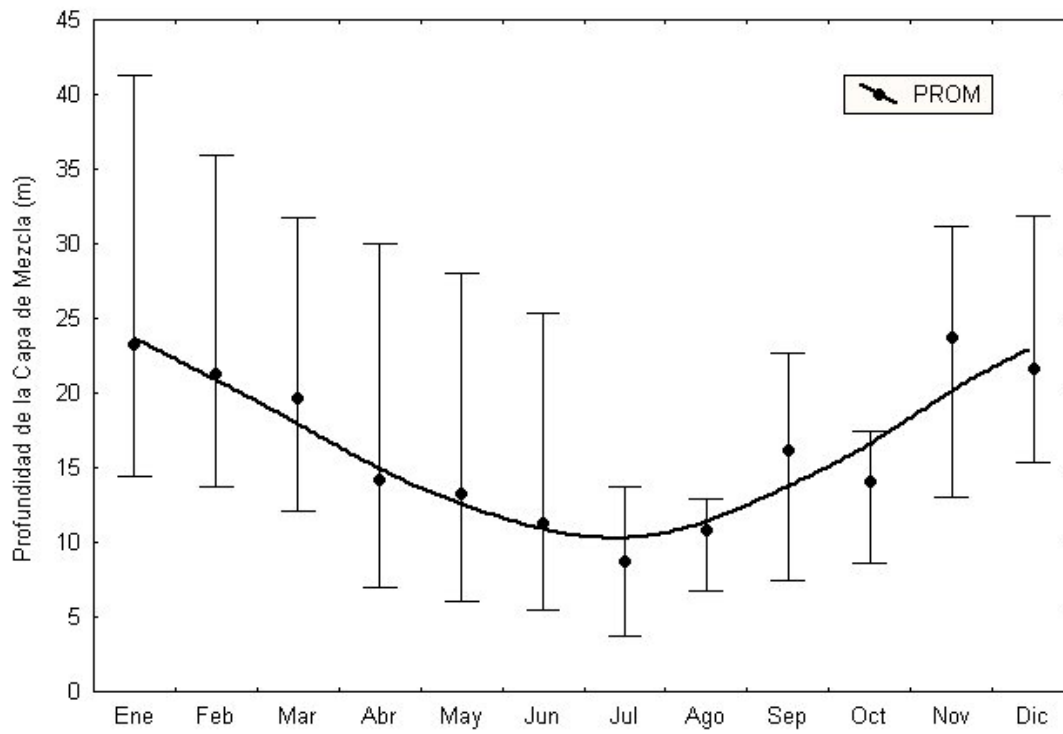


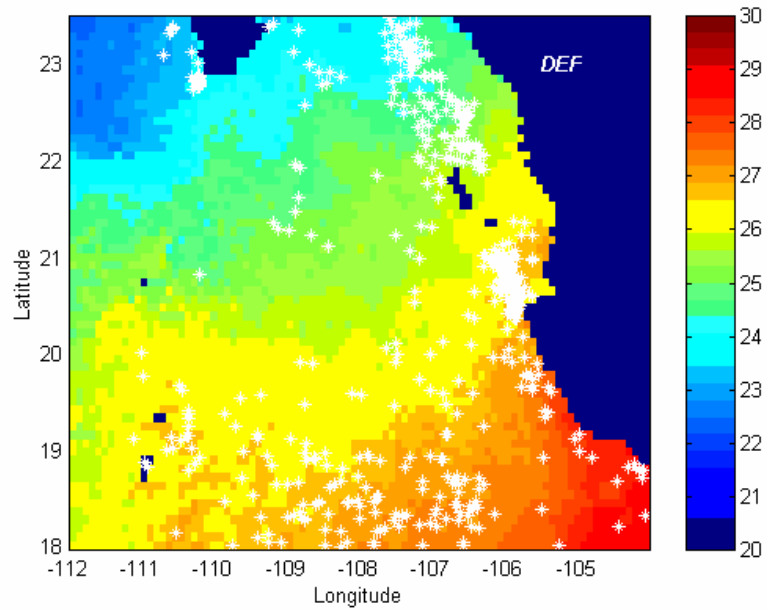
Figura 15. Variación mensual de la profundidad de la capa de mezcla para toda el área de estudio. Los extremos de las líneas verticales corresponden al valor mínimo y máximo, los círculos negros indican el valor promedio y la línea continua es una curva ajustada por cuadrados mínimos



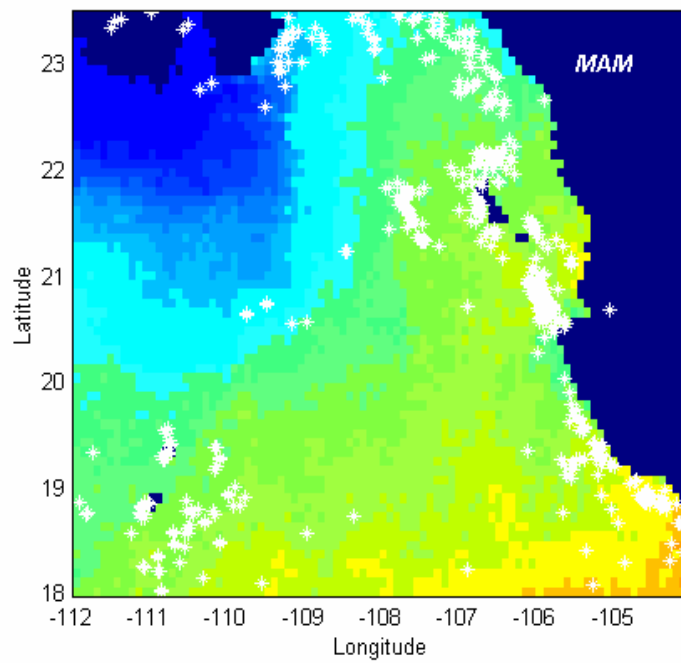
#### VI.2.4. Distribución estacional de las capturas y la TSM.

El comportamiento estacional de la temperatura superficial del mar (TSM) en el área de estudio es mostrado en la figura 16. En Invierno (Diciembre-Enero-Febrero) el esfuerzo de captura (cruces blancas en la figura) está distribuido a lo largo del talud de la costa de Sinaloa, en las inmediaciones de la Isla Socorro y, afuera de la costa, en una franja zonal entre los 18.5° N y 20° N (Fig. 16a). Las isotermas tienen una orientación zonal, con temperaturas que van de los 22 °C a los 28.5 °C, y el límite de las aguas tropicales (isoterma de 25 °C) se encuentra a los 20° N aproximadamente. Destacan las capturas que ocurren cerca de frentes o de regiones de mesoescala como Cabo Corrientes o las Islas Marías. Durante esta época se producen surgencias en las costas de Cabo Corrientes y en la figura 16a se observa la presencia de atún en esta zona, siendo mayor la concentración de AAA un poco más hacia el norte de la región de surgencias. Hacia el extremo sur del área de interés las capturas están más dispersas, principalmente entre los 18 y 20° N.

La primavera (Marzo-Abril-Mayo) es la época de mayor presencia superficial de la Corriente de California (CC) (Fig. 16b). La orientación de las isotermas tiende a ser meridional y con temperaturas entre 20 y 27 °C como resultado de la invasión de aguas frías transportadas por la CC. La TSM es menor que en invierno, en promedio, y se forma el frente climatológico de Cabo San Lucas. El límite de las aguas tropicales (isoterma de 25 °C) se encuentra a los 18° N aproximadamente. En el esfuerzo de captura de AAA se observa una tendencia a confinarse al talud y a la vecindad de islas y cabos.



(a)



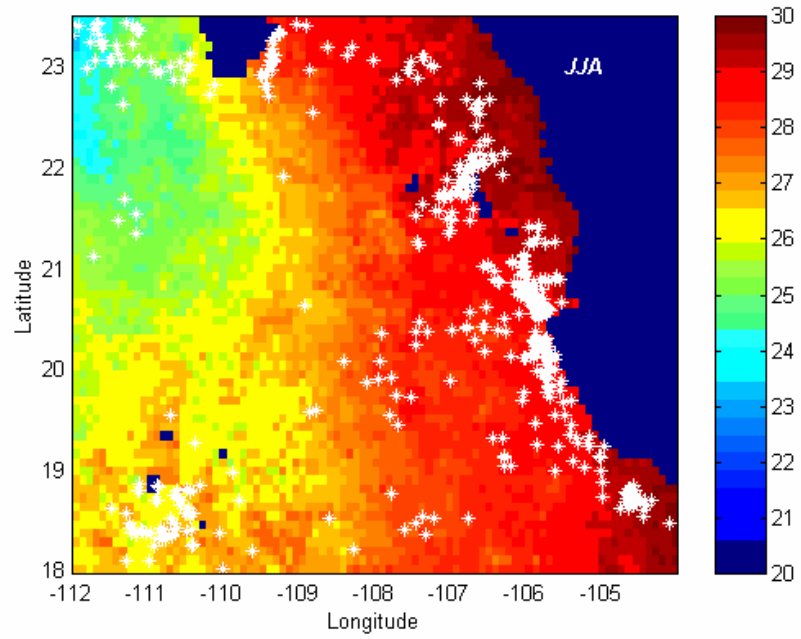
(b)

Figura 16. Temperatura superficial del mar promedio estacional en invierno (a) y primavera (b). Sobrepuestas a la imagen esta la posición de las capturas de atún aleta amarilla de cada época (cruces blancas).

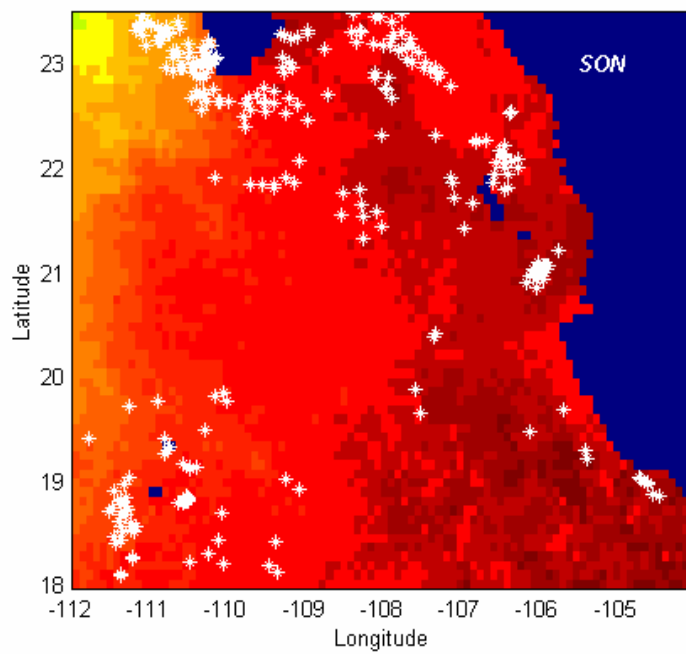
Hacia el verano (junio, julio, agosto) (Fig. 16c) las isotermas tienen una orientación meridional. Esto es, el gradiente horizontal de temperatura es de Este a Oeste. La temperatura oscila entre los 23 y 29.5 °C aproximadamente. Las aguas tropicales abarcan toda la región. Persiste la tendencia del esfuerzo a confinarse al talud y a la vecindad de islas y cabos.

Finalmente, en otoño (septiembre, octubre y noviembre) (Fig. 16d) el área de estudio se encuentra más caliente. Se observan las temperaturas máximas del año, así como una disminución drástica del esfuerzo pesquero. Toda la región está cubierta por aguas de más de 29 °C. Las isotermas no muestran un patrón muy definido en su orientación.

En síntesis, en invierno las capturas están más dispersas en el área de estudio, principalmente entre los 18 y 20° N. Se observan puntos de concentración de capturas alrededor de la Isla Socorro, frente a Cabo Corrientes y al norte de las Islas Marías. En primavera y verano las capturas ocurren principalmente en el talud, cerca de cabos, islas y bajos. En otoño las capturas se concentran en el norte de la región y se observan concentraciones de capturas en la vecindad del frente de la CC, en la costa occidental de Baja California.



(c)



(d)

Figura 16. (Continuación) verano (c) y otoño (d).

### **VI.3. Caso de estudio: Estructuras de mesoescala y distribución de las capturas de atún aleta amarilla afuera de Cabo Corrientes, Jal. México.**

La región adyacente a Cabo Corrientes (20° 21' N y 105° 35' O), es una zona interesante tanto desde el punto de vista de la Oceanografía Física como de la pesquería de atún aleta amarilla (Fig. 21). Esta región se caracteriza por la ocurrencia de surgencias y por la presencia de estructuras de mesoescala (extensión geográfica de decenas a cientos de kilómetros) tales como giros, filamentos y frentes térmicos. Algunos de estas estructuras son favorecidas por la interacción de masas de agua de distintos orígenes porque éstas generan zonas de contrastes hidrográficos importantes (Roden, 1972; Torres-Orozco, 1993; López, 1996; Lavín *et al.*, 1997; Bernal *et al.*, 2001). Robinson (1983) y Pichevin *et al.*, (1999) han mostrado que los giros tienen un importante impacto sobre el transporte de masa, momentum, calor y energía, y por lo tanto también en la biología de la región y en el clima.

Una surgencia es un proceso costero en donde el agua fría y rica en nutrientes emerge a la superficie desde niveles profundos (Fig 20). Son fenómenos importantes porque aumenta la productividad de las diferentes zonas del mar donde se presentan, haciéndolas muy ricas en diversidad de especies y cantidad de individuos, por lo que son propicias para la pesca (Bowden, 1983). Las velocidades verticales asociadas a una surgencia son de  $O(10^{-5} \text{ m/s})$  (Wooster, 1981). En el caso de una frontera oriental el movimiento vertical es causado por vientos locales que soplan hacia el ecuador y paralelos

a la costa. Como se explica más adelante, en el caso general las surgencias ocurren cuando el rotacional del viento es positivo según la teoría de Ekman (Gill, 1982).

Uno de los métodos más usados para medir la magnitud de un evento de surgencia es a través de los Índices de Surgencia Costera (ISC). Es un método usado por el Pacific Fisheries Environmental Laboratory (PFEL), el cual elabora índices mensuales de la intensidad de las surgencias costeras producidas por el viento a gran escala (escala oceánica). Los ISC están basados en estimaciones del transporte de Ekman y se expresan en  $\text{m}^3/\text{s}/100\text{m}$  de línea de costa (<http://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/>).

El modelo de Ekman (1905) indica que el viento al soplar sobre la superficie del mar con dirección hacia el ecuador y paralelo a la costa, origina un transporte neto de masa que se dirige  $90^\circ$  a la derecha del viento (en el hemisferio norte) causada por la fuerza de Coriolis (Fig. 20), y produce una divergencia superficial que debe ser reemplazada por agua sub-superficial (Gill, 1982; Bowden, 1983). La capa de agua afectada por la acción del viento es conocida como Capa de Ekman y el movimiento de esta capa se llama transporte de Ekman.

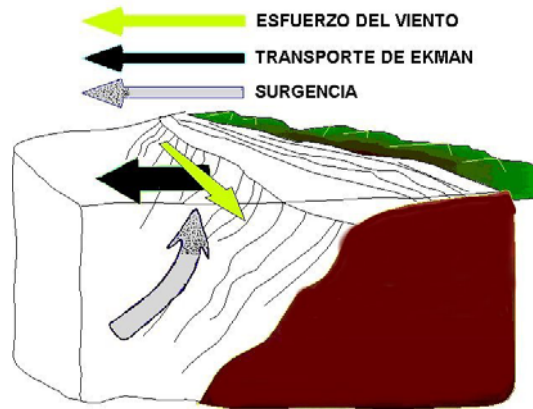


Figura 20. Representación esquemática de una surgencia sobre la costa oeste del continente en el hemisferio norte

El esfuerzo del viento ( $\tau$ ) que actúa sobre la superficie del mar es un vector horizontal que representa la fuerza por unidad de área ejercida entre la atmósfera y en océano y se expresa como:

$$\vec{\tau} = (\tau_x^s, \tau_y^s) \quad (5)$$

en donde  $(\tau_x^s, \tau_y^s)$  representa la componente (x, y) del esfuerzo del viento en superficie, respectivamente. El  $\tau$  en  $\text{Nm}^{-2}$  fue estimado en este trabajo a partir de datos de viento de satélite obtenidos del Escaterómetro SeaWinds de la NASA/JPL a bordo del QuickSCAT, con una resolución horizontal de 25 km, mediante las formulas siguientes (Gill, 1982):

$$\begin{aligned} \tau_x^s &= \rho * C_{Dx} * U \\ \tau_y^s &= \rho * C_{Dy} * V \end{aligned} \quad (6)$$

siendo  $\rho=1.225 \text{ kg m}^{-3}$  la densidad del aire, U y V las componentes (x, y) de la velocidad del viento en  $\text{ms}^{-1}$  y  $C_{Dx}$ ,  $C_{Dy}$  el coeficiente de arrastre (o coeficiente de fricción superficial)

en la dirección (x, y), respectivamente. Este coeficiente depende de la velocidad del viento y fue calculado con las formulas siguientes (Wu, 1982):

$$\begin{aligned} C_{Dx} &= [0.8 + 0.065 * U] * 10^{-3} \\ C_{Dy} &= [0.8 + 0.065 * V] * 10^{-3} \end{aligned} \quad (7)$$

El esfuerzo del viento sobre la superficie del mar no sólo causa un movimiento horizontal del agua, sino también genera movimientos verticales. Esto es, cuando el viento en determinada región produce una divergencia en la superficie del mar, agua más profunda debe ascender para ocupar el lugar de la desplazada (surgencia). En cambio, cuando hay una convergencia de cuerpos de agua en superficie se produce un descenso de agua (hundimiento), ya que esta no puede acumularse indefinidamente en la zona de convergencia. Al movimiento ascendente en respuesta al efecto del viento se conoce como bombeo de Ekman. La velocidad vertical (o de bombeo) de Ekman ( $w_E$ ) es función del rotacional del esfuerzo del viento en la superficie y fue estimada con la ecuación siguiente (Gill, 1982).

$$w_E = \frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial \tau_y^s}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x^s}{\partial y} \right) \quad (8)$$

con  $f=2\Omega\text{sen}(\phi)$  (fuerza de Coriolis),  $\Omega=7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (velocidad angular de la Tierra) y  $\phi$  la latitud. La ecuación anterior significa que donde el rotacional del esfuerzo del viento es positivo/negativo, la velocidad de bombeo de Ekman producirá surgencia/hundimiento. La cantidad de agua que fluye en la Capa de Ekman depende sólo del viento y de la fuerza de Coriolis, siendo independiente de la profundidad de la Capa de Ekman.



En la región del Pacífico mexicano adyacente a Cabo Corrientes la plataforma continental tiene un ancho de 80 Km en el extremo norte, en el interior del Golfo de California, y de solo unos 18 Km al sur de Cabo Corrientes (Fig. 21). Los rasgos batimétricos sobresalientes incluyen la presencia de cañones submarino dentro de Bahía de Banderas y al sur de Cabo Corrientes ( $20.4^{\circ}\text{N}$ ). El primero alcanza más de 1000 m de profundidad y se extiende hacia el interior de la Bahía de Banderas. El segundo es más somero que el primero, con profundidad de 400 m aproximadamente y se localiza en  $20.1^{\circ}\text{N}$ . Incluye también dos zonas de bajos: El Banco y la Roca Corbetera, indicadas sobre la figura 21 como EB y RC, respectivamente.

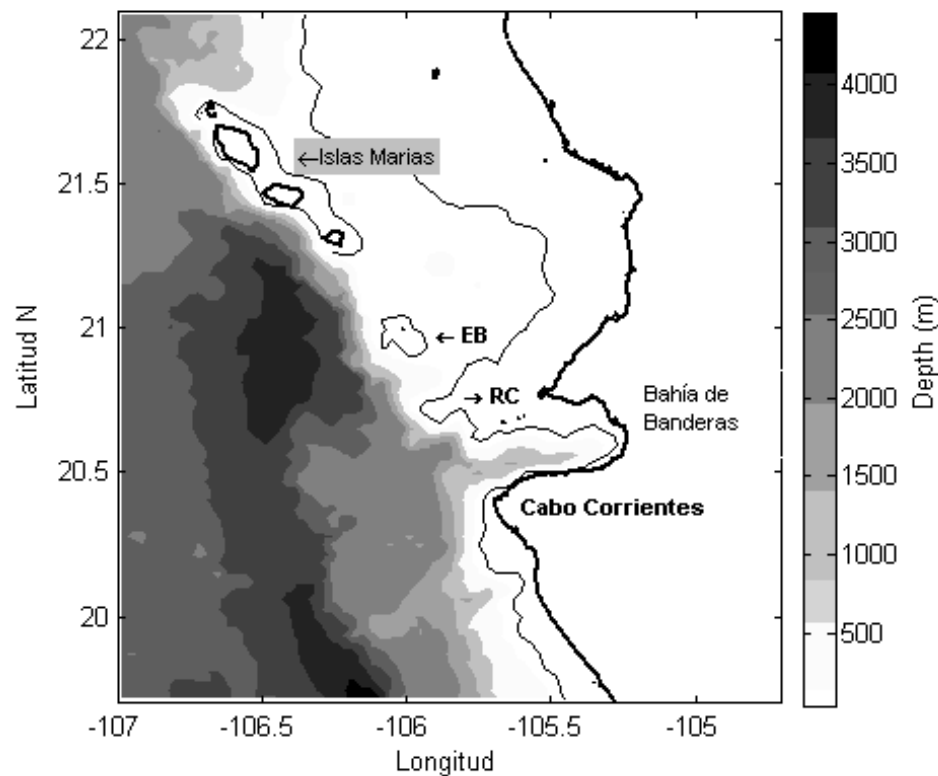


Figura 21. Batimetría de la región de Cabo Corrientes e Islas Marías. Se indica la posición de dos zonas de bajos: El Banco (EB) y Roca Corbetera.

Durante el invierno se observan altas concentraciones de atún aleta amarilla entre Cabo Corrientes y las Islas Marías (IM) (fig. 22a-c). En enero el AAA se concentra alrededor de los bajos El Banco y la Roca Corbetera. En enero la captura máxima es de 85 t con una captura promedio de 5.5 t. En febrero hay un incremento tanto en la captura como en el número de lances los cuales se distribuyen desde Cabo Corrientes hasta el extremo norte de las Islas Marías. En febrero la captura máxima es de 130 t y la captura promedio es de 6.8 t. En ambos meses el atún se distribuye cercano al quiebre de la plataforma continental (indicado por la isobata de 200 m en la figura 21). En marzo el atún se encuentra más cercano a Cabo Corrientes, aún cuando se observan lances dispersos sobre toda el área, prevalece la concentración de AAA alrededor de la zona de bajos y en el extremo norte de las Islas Marías. Para marzo la máxima captura es de 100 t y la captura promedio es de 7.1 t. La presencia de AAA en esta región coincide con lo reportado por Arenas *et al.*, (1992) en el sentido de que la Boca del Golfo de California, durante el primer trimestre del año, constituye un área importante para la pesca de atún, en particular de cardúmenes libres.

Entre abril y junio el atún se distribuye principalmente entre Cabo Corrientes y las Islas Marías. En abril (Fig. 22d) la máxima captura es de 300 t y la captura promedio es de 12.8 t. En mayo nuevamente se observa una gran concentración de lances en Cabo Corrientes. Más al norte el AAA se distribuye alrededor de las Islas Marías y hacia la región oceánica, lejos de la plataforma continental, aunque en menor cantidad. La captura máxima en mayo es de 150 t y la captura promedio es de 15.4 t. La distribución espacial del AAA en junio tiene dos puntos de concentración con mayor número de lances entre Cabo

Corrientes y el extremo sur de las Islas Marías. Hacia el norte de las islas el número de lances disminuye. A diferencia de otros meses se incrementa la presencia de atún en la porción sur del área, en donde la plataforma continental es más angosta y por consiguiente más cercana a la costa. La captura máxima en junio es de 150 t con un promedio de 12.9 t. Para otras épocas del año (verano y otoño) la presencia del atún en esta región es mínima o está ausente.

De acuerdo con Blackburn, (1969) y Collins *et al.*, (1997), de mayo a junio en se desarrolla un frente térmico afuera de Cabo San Lucas. La figura 23 muestra la distribución de temperatura superficial del mar promedio en junio, junto con la posición de las capturas de AAA (círculos sobre la figura) para ese mismo mes, en donde se observa que las capturas se encuentran por el lado caliente del frente y se distribuyen hacia el sur de los 22° N, principalmente (Fig. 23). Además de las altas concentraciones de capturas en El Banco y La Corbetera, el AAA se distribuye en sitios en donde la TSM es alrededor de 28 °C. La orientación del gradiente horizontal de temperatura asociado al frente es zonal, esto quiere decir que la temperatura superficial del mar cambia de este a oeste, con la menor variación de temperatura en dirección norte-sur. La distribución de las captura es similar a la orientación paralela a la costa de las isothermas.

La alta concentración de AAA en Cabo Corrientes y en las Islas Marías durante primavera se debe en parte a que en esta época del año el atún se reproduce en estas aguas del Pacífico mexicano (González R. y Ramírez R., 1989) por existir las condiciones

térmicas para ello. De acuerdo con Richards y Simmons (1971); Davis *et al.* (1990); Muhlia-Melo (1993) y Boehlert y Mundy (1994) la temperatura mínima de reproducción del AAA es 24 °C, de manera que estos flujos costeros cálidos favorecen las condiciones para la reproducción del AAA en la región durante la primavera (fig. 24).

En febrero 2003 se detectó la presencia de un flujo cálido costero a partir de imágenes de satélite de temperatura superficial del mar de alta resolución (AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer, por sus siglas en inglés). Para caracterizarlo se usó el concepto conocido como “satellite feature tracking” (seguimiento de características satelitales, (Breaker *et al.* 1994) que se basa en identificar un patrón o característica particular en imágenes satelitales, por ejemplo de TSM. Este concepto supone que la TSM sirve como trazador pasivo con características conservativas y supone, además, un movimiento puramente advectivo de las estructuras definidas para el estudio de corrientes superficiales (Breaker *et al.* 1994). El flujo es claramente observable en las imágenes de TSM del 8 al 16 de febrero del 2003. Tiene un ancho promedio de 1.5Rd (Radio de Rossby de deformación: 20.6 Km). Cubre toda la angosta plataforma continental frente a Cabo Corrientes (Fig. 23) y en su máxima presencia en el área de estudio cubre una superficie de poco más de 4000 Km<sup>2</sup>. La máxima extensión alcanzada por este flujo, denotada por su característica de frente que presenta su borde, es 50 Km hacia el norte de Cabo Corrientes, muy cercana al bajo “Roca Corbetera”. La velocidad de propagación del flujo es de 0.31 m/s, aproximadamente, la cual fue obtenida observando el cambio de posición que experimenta este flujo cada día, es decir, su desplazamiento diario.

Otros autores han reportado la presencia de chorros costeros en esta región, tal es el caso de Wyrski (1966) y Zamudio *et al.*, (2001). De acuerdo con Zamudio *et al.*, (2001), una causa de la presencia de un chorro costero en esta región es el paso de una Onda de Kelvin (OK) propagándose hacia el norte, la cual ocasiona cambios en el nivel del mar e induce una circulación hacia el polo durante la propagación de esta onda.

De acuerdo con los resultados mostrados en la figura 22, durante el invierno (enero-marzo) el atún se encuentra entre Cabo Corrientes y las Islas Marías, en donde la temperatura superficial del mar oscila entre los 25 °C y los 28 °C, aproximadamente. Las cálidas temperaturas en esta región son favorecidas por la ocurrencia de chorros costeros que se desplazan sobre la plataforma continental de Cabo Corrientes hacia el polo. Más hacia el sur, frente a Cabo Corrientes, no hay presencia de AAA no obstante de ser una región caliente (mayor a 28 °C), quizás porque la temperatura del agua no corresponda con el intervalo de su preferencia, que de acuerdo a lo señalado por varios autores este es de 20 °C a 28 °C (Laevatus y Rosa, 1963; Blackburn, 1969; Bautista-Cortés, 1997; Ortega-García, 1998).

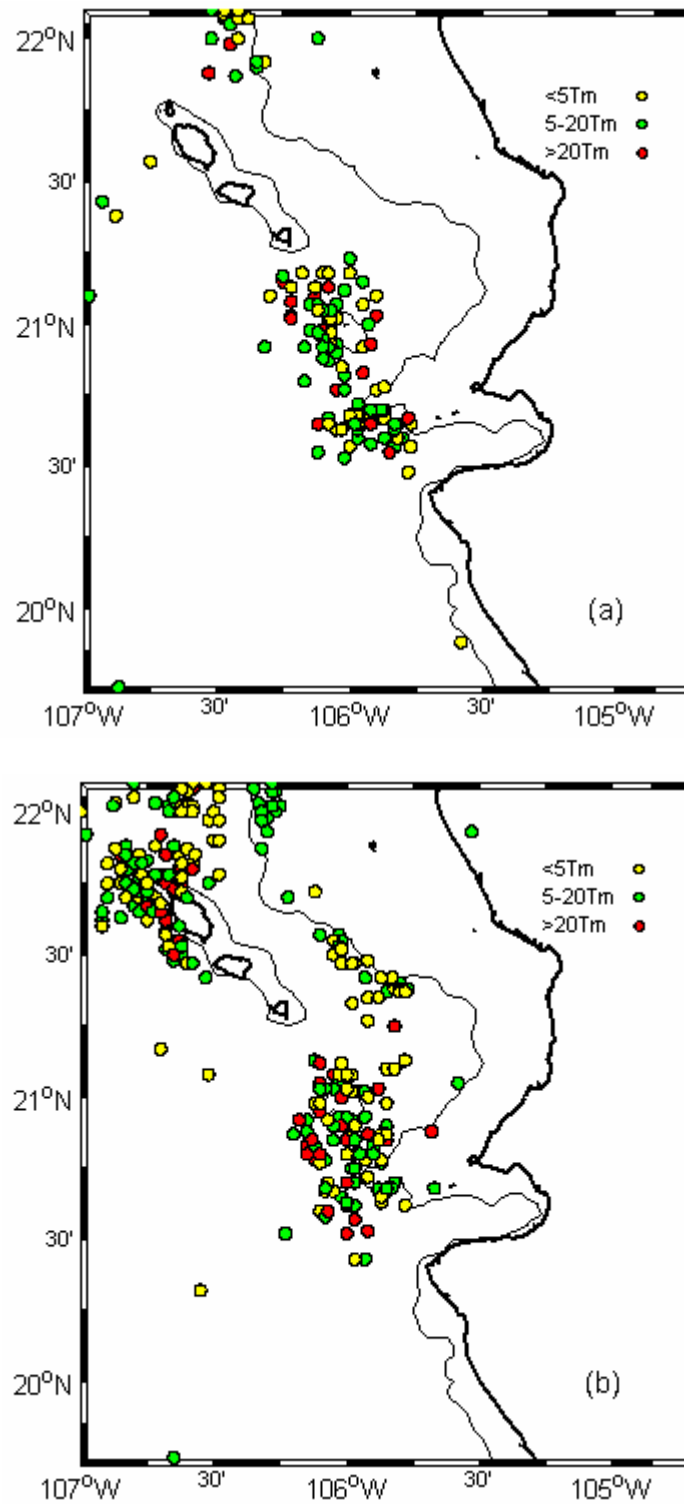


Figura 22. Distribución de la captura en enero (a) y febrero (b) durante el periodo 1990-1999.

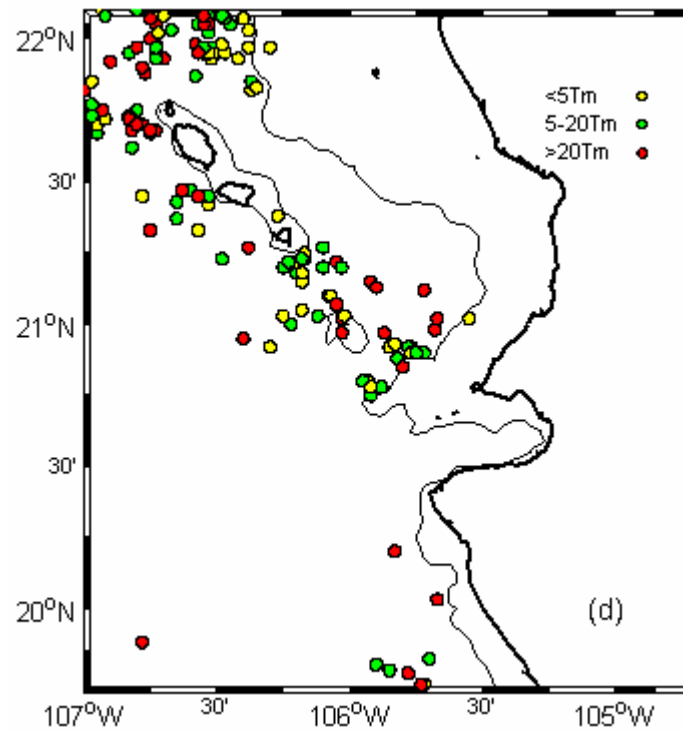
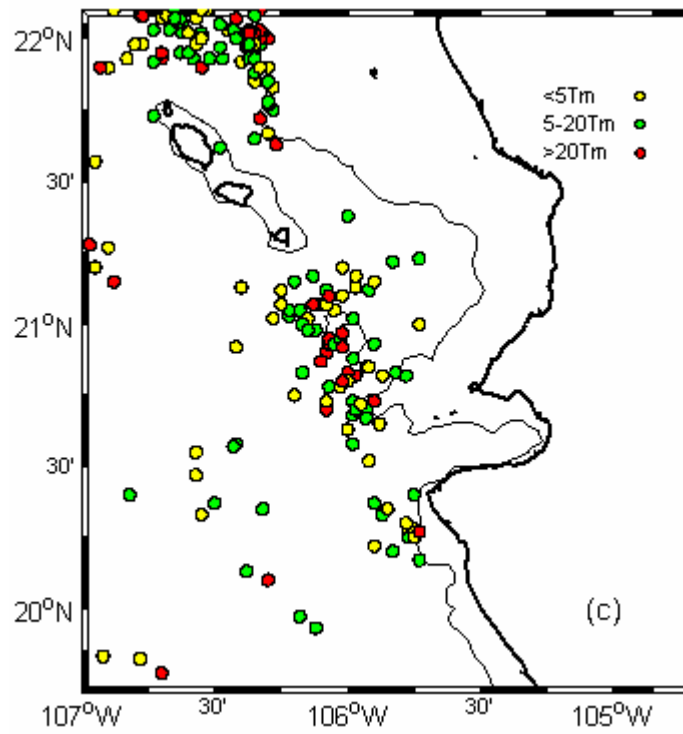


Figura 22. (Continuación), marzo (c) y abril (d).

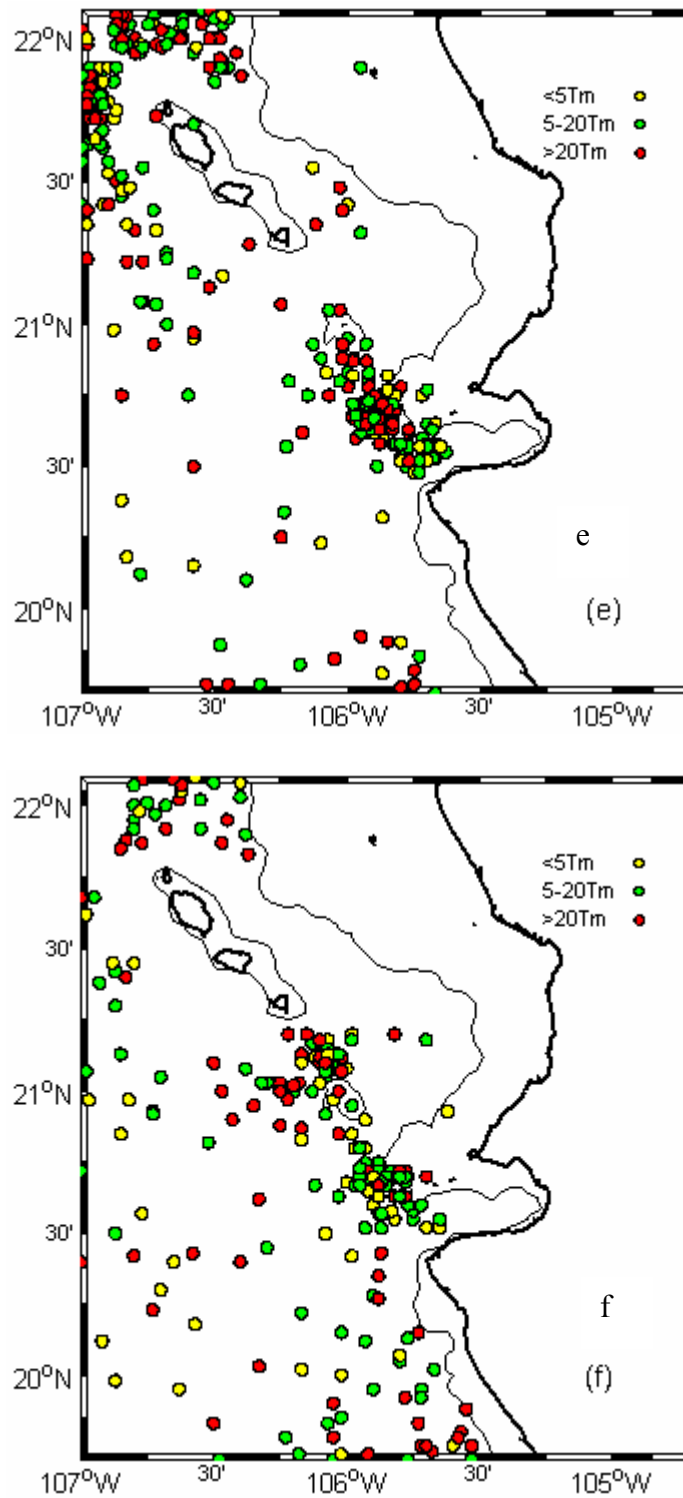


Figura 22. (Continuación), mayo (e) y junio (f).



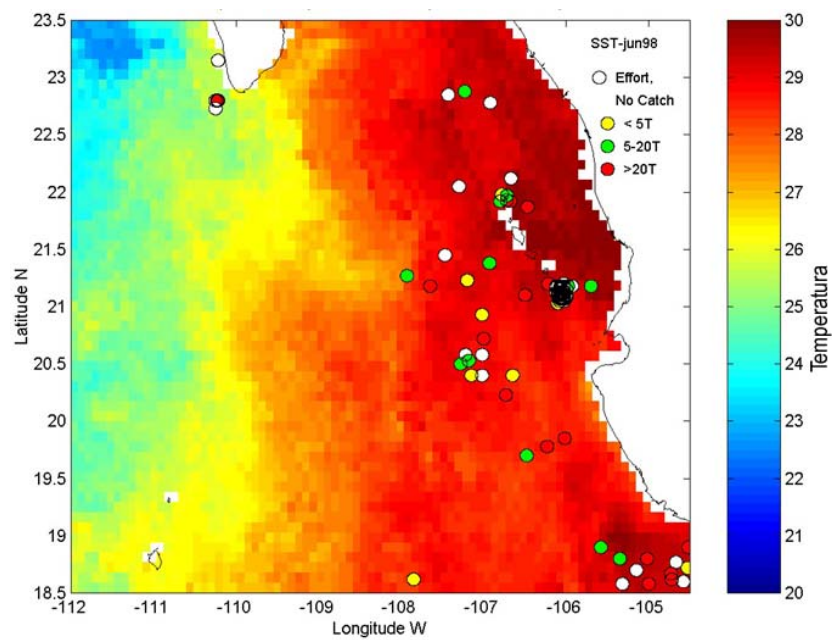


Figura 23. Distribución de las capturas de AAA junto con la temperatura superficial del mar en junio de 1998.

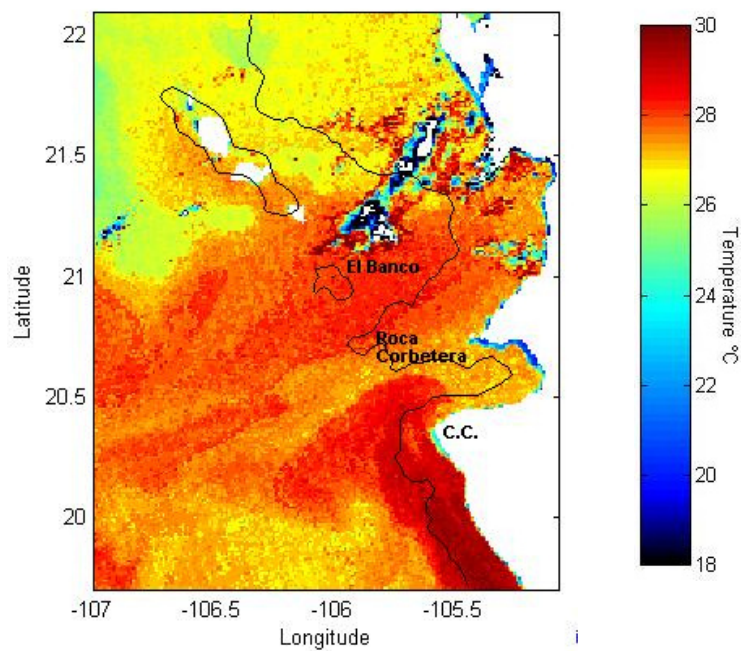


Figura 24. Imagen de temperatura superficial del mar del 10 de febrero del 2003

Como se menciona al inicio de esta sección, las surgencias costeras son procesos dinámicos observados en esta región y su intensidad esta en función de la fuerza del viento que sopla paralelo a la costa (Colling, 1989). En marzo del 2003, se presentaron condiciones de viento favorable para el desarrollo de este tipo de fenómenos. La figura 25a muestra las condiciones de viento en el área de estudio para el 18 de marzo del 2003. El viento sopló paralelo a la costa y con dirección hacia el ecuador de manera uniforme en toda el área de estudio. La velocidad máxima es de  $12.5 \text{ m s}^{-1}$  y ocurre afuera de Cabo Corrientes, la mínima de  $2.4 \text{ m s}^{-1}$  sucede frente a Cabo San Lucas y la velocidad promedio es de  $8.2 \text{ m s}^{-1}$ . Sobre las costas de Cabo Corrientes la magnitud del viento oscila entre los  $8$  y  $12 \text{ m s}^{-1}$ , aproximadamente y su dirección es constante a lo largo de la costa. Hacia la parte media del área de estudio la velocidad oscila entre los  $8$  y los  $10 \text{ m s}^{-1}$ .

El rotacional del esfuerzo del viento (Ec. 8) asociado a las condiciones del 18 de marzo fue positivo frente a las costas de Cabo Corrientes (Fig. 25b). La conformación de las isolíneas de la velocidad del bombeo de Ekman ( $w_E$ ) tienen la forma de una lengüeta la cual se extiende hasta los  $108^\circ \text{ W}$ , tiene una orientación zonal y está centrada en  $19.45^\circ \text{ N}$ . La magnitud de  $w_E$  aumenta hacia el centro de dicha lengüeta, en donde la velocidad máxima es mayor a  $40 \text{ m d}^{-1}$ , en su periferia es de  $10 \text{ m d}^{-1}$  y la velocidad promedio es de  $14 \text{ m d}^{-1}$ . No se tienen resultados en la costa debido a que Quikscat solo registra vientos sobre el mar, pero el comportamiento comúnmente observado es que el viento disminuya en magnitud sobre tierra, por lo que consecuentemente esperaríamos que el rotacional del viento fuera también positivo en la costa.

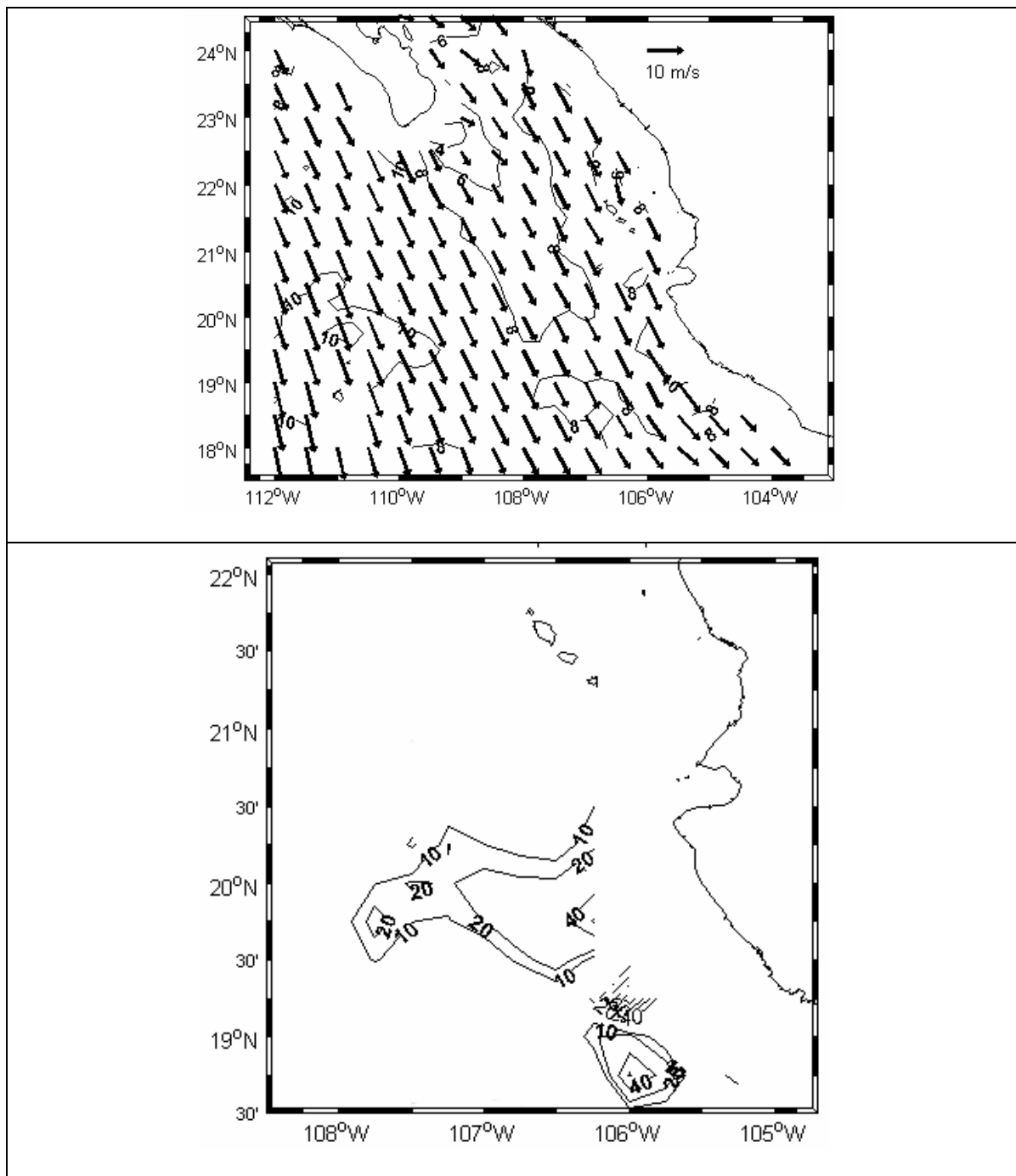


Figura 24. Se muestra el campo de viento (a) correspondiente al 18 de marzo de 2003 junto con la velocidad del bombeo de Ekman (b) expresado en m/d. Los datos fueron obtenidos de QuickScat.

Las imágenes de satélite de temperatura superficial del mar (TSM) para las mismas fechas (marzo, 2003) muestran la presencia de un evento de surgencia que se extiende a lo largo de la plataforma continental al sur de Cabo Corrientes. Este evento fue detectado en las imágenes de TSM entre el 18 y el 28 de marzo (Fig. 26). La TSM asociada a la zona de surgencia es de 18 °C. El día 20 la surgencia esta confinada a la plataforma continental (Fig. 26a), se extiende 27 km hacia afuera de la costa (1.2 Rd) y cubre una superficie de 1440 km<sup>2</sup> en la imagen. Para el 21 de marzo la surgencia cubre una mayor extensión, ahora ocupan un área de 2586 km<sup>2</sup> (Fig. 26b), lo que representa un incremento del 80% en relación con el día anterior. Su extensión hacia el mar es de 46 km (2.2 Rd). A medida que la extensión horizontal de la surgencia aumenta, se forma un filamento, que se observa en la imagen del 23 de marzo. Ese día alcanza una extensión de 55 km (2.7 Rd) un ancho de 14 km.(0.7 Rd) y se orienta hacia el suroeste. La superficie ocupada por esta agua fría de la surgencia es de 2658 km<sup>2</sup>. Llama la atención que el filamento se desprende sobre el talud y justamente sobre el cañón submarino que habíamos descrito antes. Tanto la presencia del cañón submarino en el área de estudio (Fig. 21) como la topografía costera o las variaciones en el esfuerzo del viento pueden iniciar inestabilidades en la corriente superficial, las cuales pueden crecer y generar giros que interactúan con la región de la surgencia costera y formar filamentos (Haynes *et al.*, 1993). Es posible entonces que el filamento se produzca debido a interacciones batimétricas que modifiquen el balance de vorticidad. Para probar esta hipótesis debemos hacer uso de los resultados de Narimousa y Maxworthy (1989)

Estos autores realizaron experimentos de laboratorio modelando una surgencia costera usando un tanque con rotación y con variaciones en el fondo. De sus resultados obtuvieron un criterio empírico que permite distinguir si las inestabilidades de un frente de surgencia se deben a interacciones topográficas. Esto es cierto cuando un parámetro de control  $\theta^*$  es menor que 6. El parámetro se define como:

$$\theta^* = \frac{g' H_o}{U^* f \lambda_s} \quad (9)$$

$$g' = g \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) \quad (10)$$

en donde  $g'$  es la gravedad reducida,  $\rho$  es la densidad de la capa superior (1) e inferior (2),  $g$  la aceleración de la gravedad,  $H_o$  el espesor de la capa superior,  $U^*$  la velocidad friccional superficial ( $0.1 \cdot U$ ),  $f$  el parámetro de Coriolis ( $2\Omega \sin \Phi$ ) y  $\lambda_s$  el ancho no perturbado de la región de surgencia.

Con el propósito de saber bajo que condiciones un filamento resulta de interacciones topográficas en el área de estudio hicimos varios cálculos para determinar cual sería la magnitud de la gravedad reducida (Ec. 10) que satisface la condición de  $\theta^*$  menor a 6. Los demás valores de la ecuación. 9 son más fáciles de determinar. Se tomó, como primera estimación, un valor de  $\lambda_s$  de un radio baroclínico de Rossby (Rd, 20.6 Km) dado que las surgencias ocurren principalmente dentro de una distancia Rd de la costa (Bowden, 1983) y lo que queremos analizar es la formación de filamentos en el frente de surgencia, la profundidad de la capa superior ( $H_o$ ) corresponde con la profundidad

promedio de la capa de mezcla (25m),  $U^*=0.15 \text{ m s}^{-1}$  (una fracción del flujo medio  $U$ ) y  $f$  igual a  $5.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

El parámetro  $\theta^*$  es proporcional a la gravedad reducida, como se observa de la ecuación 9 y en la Fig. 27. Las líneas a trazos sobre la figura 27 marcan el límite hasta donde el parámetro de control de Narimousa y Maxworthy (1989) es menor que 6, en función de la gravedad reducida. Para el área de estudio se encontró que bajo condiciones de estratificación en que la gravedad reducida sea menor a  $0.037 \text{ m s}^{-1}$  la presencia de un filamento resultará de interacciones topográficas, mientras que para  $g'$  mayor a  $0.037 \text{ m s}^{-1}$  el filamento resulta de otras causas, como inestabilidades baroclínicas debidas quizás a cortes laterales en el campo de velocidad.

En el caso anterior se determinó el valor de  $g'$  que satisficiera la condición de  $\theta^* < 6$  utilizando la ecuación 9. A continuación se usaron datos hidrográficos afuera de Cabo Corrientes de enero a marzo para calcular la magnitud de la gravedad reducida (Ec. 10). La densidad del agua de mar, para tal fin, se obtuvo con las ecuaciones de la UNESCO (1981). Los datos de enero y febrero fueron obtenidos del crucero oceanográfico PATO-III y los de marzo fueron extraídos de la climatología de Levitus (1994). La densidad del agua de mar en la región cubre el intervalo, de 23 a 27.2 (Fig. 28). La magnitud de  $U$ ,  $H_0$  y  $\lambda_s$  son los mismos que fueron empleados en el caso anterior.

Los resultados obtenidos para  $\theta^*$  usando datos hidrográficos se muestran en la figura 27 con puntos. Estos resultados señalan que bajo esas condiciones de estratificación en que la diferencia entre densidades ( $\rho_2 - \rho_1$ ) sea menor a  $0.363 \cdot \rho_2$  sería posible el desarrollo de un filamento por interacciones topográficas.

En el análisis del filamento localizado en la zona frontal de la surgencia (Fig. 26) se consideró una velocidad de 0.2 m/s que fue estimada de la velocidad de traslación del frente de surgencia mediante una secuencia de imágenes de temperatura superficial del mar (TSM) de alta resolución (Fig. 26). Se usó un valor de  $\lambda_s = 30$  km que fue estimada de las imágenes de TSM,  $H_o$  fue de 30 m y corresponde con la profundidad promedio de la capa de mezcla en marzo (Fig. 28), la densidad promedio asociada a la capa superior e inferior fue 24.50 y 26.65, respectivamente. Con estos datos se obtuvo un valor de  $\theta^*$  mayor a 6 lo cual indica que un filamento bajo esas condiciones no resultará por interacciones topográficas en la región, de manera que un posible mecanismo de formación podrían ser inestabilidades baroclínicas. Una fuente de inestabilidades de este tipo son los cortes laterales del campo de velocidad, en este caso quizá inducidos por heterogeneidades en el campo de viento. La vorticidad potencial,  $P = (V-f)/H_o$ , es una cantidad dinámica conservativa. Relaciona la vorticidad planetaria,  $f$ , la vorticidad relativa  $V$  y el grosor de la columna de agua,  $o$ , en un océano estratificado, el grosor de la capa superficial. Así, un cambio en el grosor de la capa superficial, que es un cambio en la estratificación, debe ser compensado por cambios en la vorticidad planetaria cambiando de latitud o cambios en la vorticidad relativa cambiando de velocidad angular. A medida que la surgencia se desplaza

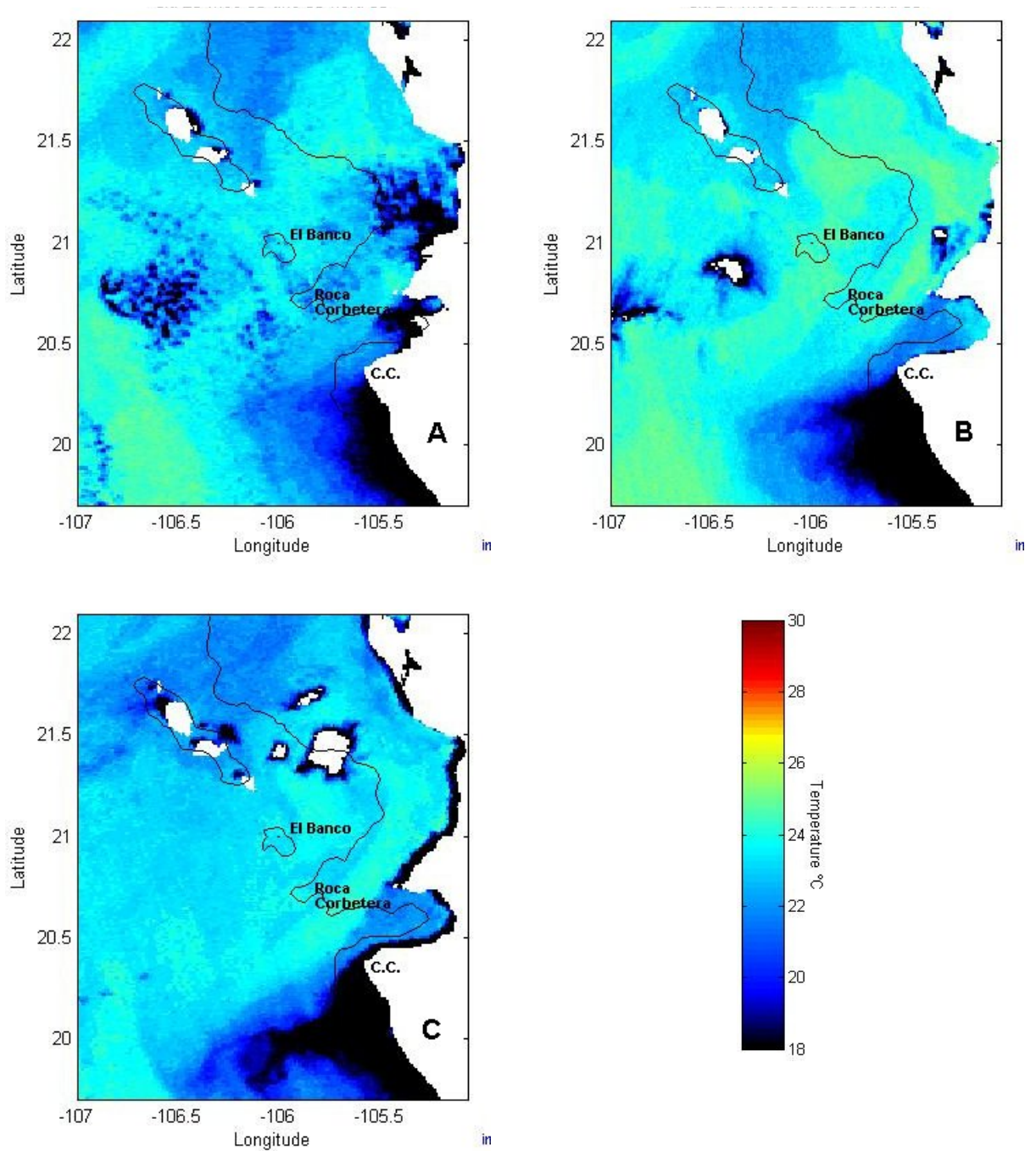


Figura 26. Imágenes de TSM de alta resolución (AVHRR) que muestra el desarrollo de un evento de surgencia sobre la región costera de Cabo Corrientes. Las imágenes corresponden al día 20 (a), 21 (b) y 23 (c) de marzo del 2003.



hacia afuera de la costa el espesor de la capa superior  $H_0$  aumenta. Consecuentemente, para conservar vorticidad potencial es necesario un incremento en la vorticidad relativa (porque no hay cambio de latitud) y esto produce el desprendimiento de parcelas de fluido de la región frontal, en forma de filamentos y después giros. En la figura 26 se observa que el frente muestra una trayectoria sinuosa lo cual denota la presencia de precursores de giros (meandros) entre las aguas costeras de la surgencia y las aguas superficiales oceánicas.

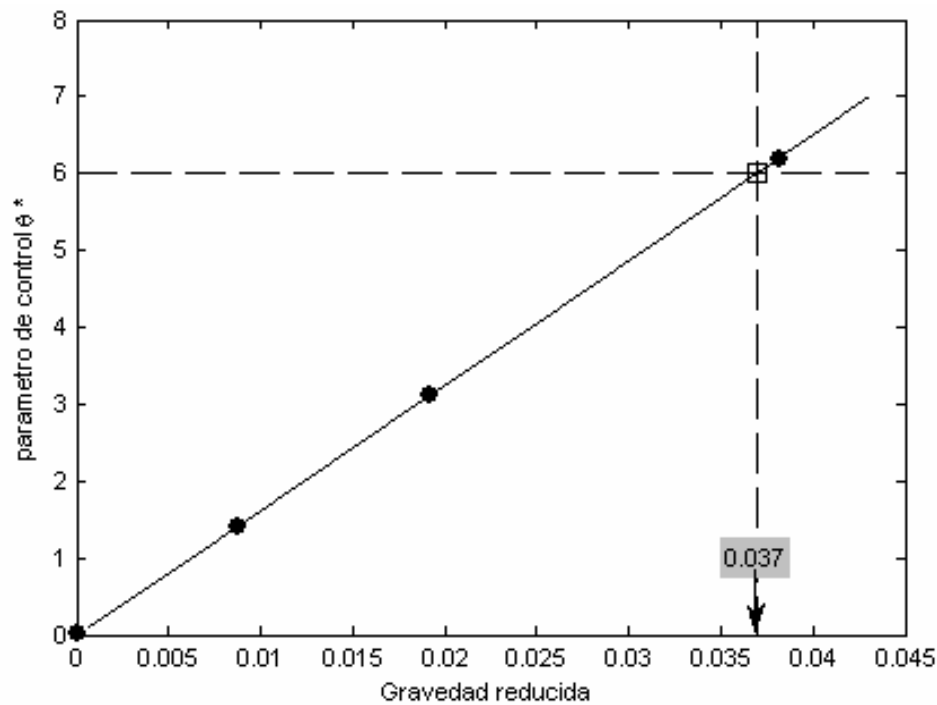


Figura 27. Condición bajo la cual la inestabilidad de un filamento se debe a la interacción con la batimetría. Las líneas a trazos señalan el valor de  $g'$  para  $\theta^*=6$ .

En síntesis, durante marzo se observa la presencia de surgencias costeras afuera de Cabo Corrientes, cuya extensión es de 2.2 Rd hacia afuera de la costa y cubre una superficie de 2658 km<sup>2</sup>. Esta surgencia es un proceso producido por el esfuerzo del viento como lo demuestran los resultados del bombeo de Ekman. El agua fría de la surgencia se desplaza fuera de la costa e interacciona con agua más caliente, principalmente hacia las islas, dando como resultado la formación de un frente (Fig. 26c) cuya mayor intensidad (0.4 °C/km) se presenta en dirección hacia las islas. Esta zona frontal rica en nutrientes (Berger, 2002) favorece la presencia del atún en la región por la disponibilidad de alimento como resultado de fertilización de la capa superficial del océano. También se observa la presencia de un filamento de agua fría que se extiende mar afuera de la zona de surgencias y su extensión es de 50 km, aproximadamente. Su formación, basado en los resultados del parámetro de control  $\theta^*$ , es producto de inestabilidades baroclínicas como podrían ser las fluctuaciones en el esfuerzo del viento. Durante esta época el atún se distribuye principalmente hacia el extremo norte de Cabo Corrientes, en donde se observa una mayor concentración de este recurso marino. En la región oceánica afuera de la plataforma continental el AAA se distribuye del lado caliente de la zona frontal (Fig. 22c y 26c). No se observa AAA dentro de la región de surgencia y su distribución frente a Cabo Corrientes coincide con la orientación del filamento de agua fría que se forma a partir de la surgencia costera.

## Conclusiones

1. El área de estudio se caracteriza por la presencia de atún aleta amarilla la mayor parte del año y por la ocurrencia de flujos de agua cálidos frente a las costas de Cabo Corrientes, los cuales se desplazan paralelo a la costa con dirección hacia el polo.
2. El área de estudio es afectada por surgencias costeras durante marzo, en donde la temperatura superficial del mar es de 18 °C. El área afectada por la surgencia observada en marzo de 2003 cubrió una superficie de 2600 km<sup>2</sup>, aproximadamente. Estas surgencias crean regiones frontales alrededor de las cuales se observa la presencia del atún. Sin embargo, dentro de la zona de surgencia la presencia del atún fue nula.
3. Otro rasgo oceanográfico es el desarrollo de un frente térmico en junio. Durante este mes el atún se localiza alejado de la zona frontal, hacia el lado caliente del frente. Es decir, hacia la zona de la plataforma continental de Jalisco y Sinaloa, así como hacia la Isla Socorro.
4. La variabilidad de la temperatura superficial del mar promedio mensual (TSM) es consistente con el ciclo estacional de calentamiento de la superficie del mar y con el patrón de circulación oceánica del Pacífico oriental. La mínima temperatura promedio mensual para toda el área de estudio es de  $\approx 23^{\circ}\text{C}$  y ocurre en marzo, mientras que la máxima es de  $28.6^{\circ}\text{C}$  y se presenta en septiembre. Las diferencias en temperatura

- entre las masas de agua AST y de la CC crea una zona frontal que favorece la formación del frente térmico observado afuera de Cabo San Lucas.
5. El comportamiento estacional de la salinidad presenta dos patrones generales de distribución. El primero ocurre de noviembre a enero, en donde las isohalinas tienen una orientación noroeste-sureste aproximadamente. El segundo patrón de distribución abarca de mayo a septiembre, en donde las isohalinas se distribuyen paralelas a la costa. Esto es, la salinidad cambia zonalmente y el gradiente horizontal salino es perpendicular a la costa. En general, la salinidad fluctúa entre los 34 y 35 UPS, aproximadamente. Las mayores salinidades ocurren en la región costera y hacia el interior del Golfo de California. Destacan amplias zonas con baja salinidad en la región central del área de estudio de marzo a abril. Las regiones con mayor abundancia de AAA coinciden con las regiones con salinidad mayor a 34.8, principalmente durante mayo y junio en la región de Cabo Corrientes e Islas Marías.
  6. La capa de mezcla presenta variaciones estacionales, siendo invierno y primavera las estaciones climáticas con mayor variación en su grosor. Esto coincide con el patrón de circulación del Pacífico tropical oriental. En promedio para toda la región su profundidad es de 9 a 24 m.
  7. La distribución estacional del atún a lo largo del talud continental coincide con el hecho de que hacia el continente la capa de mezcla es más somera, lo cual podría

- favorecer la disponibilidad de alimento para el atún, pero también a su vulnerabilidad a la captura por la flota cerquera mexicana.
8. Se observó una relación positiva entre la presencia del fenómeno de El Niño y las capturas del atún aleta amarilla entre 12 y 14 meses después, lo que apoya la hipótesis de que los fenómenos ENSO afectan positivamente el reclutamiento de esta especie.
  9. Los eventos de El Niño están relacionados con un incremento en el corto plazo en la abundancia del atún aleta amarilla en la entrada al Golfo de California. El aumento en las capturas en la parte norte del área de estudio combinada con las bajas capturas al sur de los 22° N soporta la hipótesis de un desplazamiento de la pesquería hacia los polos. Se observaron capturas máximas a los 3 meses después de ocurrir la fase madura de El Niño en el Ecuador.
  10. Las estructuras cálidas observadas en el área de estudio favorece la presencia del atún durante la época de invierno en esta área, así como su presencia cercana a Cabo Corrientes la mayor parte del año.
  11. La región de surgencia de Jalisco-Colima, al sur e Cabo Corrientes, es importante por las altas capturas de AAA que se presentan. Éstas se localizan en la parte más caliente del frente de surgencia, en rangos de temperatura de 20 °C a 25 °C. En esas

condiciones la capa superficial mezclada es más somera que en otras regiones lo que representa una ventaja para la pesca con red de cerco.

**Recomendación:**

Con base en el conocimiento del comportamiento de la pesquería de AAA en la región de la entrada del Golfo de California es posible establecer un sistema de monitoreo de esta pesquería en esta región. Los resultados obtenidos en este trabajo estimulan la necesidad de realizar más estudios detallados sobre el reclutamiento y patrones de migración en esta área.

Con base en las fluctuaciones en la temperatura de esta región y las capturas obtenidas en el periodo de estudio es posible hacer recomendaciones para hacer más eficiente la pesquería, por lo cual es conveniente establecer un sistema de monitoreo continuo que analice la información histórica y actual.

## Referencias

- Álvarez-Borrego and Schwartzlose. 1979. Masas de agua del Golfo de California. *Cienc. Mar.*, 6, 43-63.
- Allen, R., and R. Punsly. 1984. Catch rates as indices of abundance of yellowfin tuna, *Thunnus albacares*, in the Eastern Pacific Ocean. *Bull. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm.* 18(4): 303-79.
- Arenas, P., M. Hall, y C. Lennert. 1992. The association of tunas with floating objects and dolphins in the eastern Pacific Ocean II: The purse-seine fishery for tunas in the eastern Pacific Ocean. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm.*, (ns). 389.
- Baumgartner, T.R. and Christensen, N.Jr. 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43: 825-848.
- Bautista-Cortes, L.F. 1997. Análisis de la pesquería mexicana de atún, con énfasis en tres tipos de indicadores de cardúmenes. Tesis de Maestría en Ciencias, CICIMAR. Instituto Politécnico Nacional. México. 69p.
- Bernal, G., Ripa, P. y Huerguera J.C. 2001. Variabilidad oceanográfica y climática en el bajo Golfo de California: Influencias del Trópico y Pacífico Norte. *Ciencias Marinas*. 27(4):595-617.
- Berger, W.H., Wefer, G. (2002) On the reconstruction of upwelling history: Namibia upwelling in context. *Marine Geology*, 180, 3-28.
- Beverton, R. J. H., y S. J. Holt. 1957. On the dynamics of exploited fish populations. *Minis. Agri. Fish Food, Fish. Invest.*, Ser. II, 19: 533pp.
- Blackburn, M. 1965. Oceanography and the ecology of tunas. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 3: 299-322.
- Blackburn, M. 1969. Conditions related to upwellings which determine distribution of tropical tunas off western Baja California. *Fishery Bulletin*. 68 (1):147-176.
- Boehlert, G. W. y B. C. Mundy. (1994). Vertical and onshore-offshore distributional patterns of tuna larvae in relation to physical habitat features. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 107:1-13.
- Bowden, K.F. 1983. *Physical Oceanography of Coastal Waters*. John Wiley & Sons. New York, N. Y. 302 pp.

- Bray N. A. and J.M. Robles. 1991. Physical Oceanography of the Gulf of California. Invited review paper, Part V, Ch. 25 in the Gulf and Peninsular Provinces of the Californias, AAPG Memoir 47, 511-553. Edited by J.P. Dauphin y B.R. Simoneit, Tulsa, Oklahoma.
- Breaker, L. C., V. M. Krasnopolsky, D.B. Rao and X.H. Yan. 1994. The feasibility of estimating ocean surface currents on an operational basis using satellite feature tracking methods. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 2085-2095.
- Brill R. W. , T. E. Lowe y K. L. Cousins. 1997. How water temperature really limits the vertical movements of Tunas and Billfishes. Conferencia presentada en: The 49th tuna conference on tuna and tuna-related activities at the southwest fisheries science center for the period may 1, 1997 to april 30, 1998.
- Broadhead, G. C. 1962. Recent changes in the efficiency of vessels fishing for yellowfin tuna in the eastern Pacific Ocean, *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull.* 6(7): 281-332.
- Calkins, T. P. 1963. An examination of fluctuations in the "concentration index" of purse-seiners and baitboats in the fishery for tropical tunas in the eastern Pacific, 1951-1961. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull.*, 8(5):255-316.
- Colling, A. (1989). *Ocean Circulation*. Oxford, England. Butterworth-Heinemann.
- Cane, M. A. 1983. Oceanic events during El Niño. *Science*, 222, 1189-1195.
- Cane, M. A. 1986. El Niño. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14. 43-70
- Castro, R., Mascarenhas A.S., Durazo R. and Collins C.A. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Ciencias Marinas*, 26(4):561-583.
- Castro-Ortíz, J.L. y C. Quiñones-Velásquez. 1987. Distribución y abundancia del atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*) en relación con la temperatura superficial en el Pacífico Nororiental (1983-1985). En: M. Ramírez (ed). *Memorias del Simp. Sobre Inv. En Biol. y Ocean. Pesq. En México*. CICIMAR. La Paz, B.C.S., abril de 1987:21-23
- Col, J. S. 1980. Synopsis of biological data on the yellowfin tuna, *Thunnus albacares* (Bonaterre, 1788), in the Pacific Ocean. *Spec. Rep. I-ATTC*, (2):75-150
- Collins C. A., N. Garfield, A. S. Mascarenhas Jr., M. G. Sperman y T. A. Rago. 1997. Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 102(C9), 20927-20936.



- Davis, T. L. O., G. P. Jenkins, y J. W. Young. 1990. Patterns distribution of the larvae southern bluefin (*Tunnus macayi*) and other tuna in the Indian Ocean. *J. Plankton Res.*, 12(6):1295-1314.
- Durazo, R. y T. R. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999, *Progress In Oceanography*. 54(1-4), 7-31pp.
- Enfield, D. B., and J. S. Allen. 1983. The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 13,1012-1033.
- Enfield, D. B. 1989. El Niño, past and presents. *Rev. Geophys.*, 27, 159-187.
- Fréon, P. y O.A. Misund. 1999. Dynamics of pelagic fish distribution and behaviour: effects on fisheries and stock assesment. Blackwell Science, Oxford, 348 pp.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York.
- Godin, G., 1972. *The Analysis of Tides*. University of Toronto Press. Toronto. 264p.
- Gómez-Muñoz, V.M.,S. Ortega-Gracia y A. Gómez-Gallardo. 1992. Relationship between sea surface temperature and dolphin-associated fishing activies by the Mexican tuna fleet. *NAGA-ICLARM.Q.*, 15(1):24-25.
- González, O. G. y M. Ramírez. 1989. Zonas y épocas de reproducción del atún aleta amarilla *Thunnus albacares* en el Pacífico mexicano. *Investigaciones Marinas CICIMAR*, 4(2):201-209.
- Green, R. E. 1967. Relationship of the termocline to success of tropical tuna vessels based in California. *Fish. Ind. Res.* 3(1); 29-45.
- Griffiths, R.C. 1960. A study of measures of population density and of concentration of fishing effort in the fishery for yellowfin tuna, *Neothunnus macropterus*, in the eastern tropical Pacific Ocean, 1951-1960. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull.*, 4(3):39-136.
- Griffiths, R. C. 1963. Studies of oceanic fronts in the mounth of the Gulf of California, an area of tuna migrations. *F.A.O. Fish. Rep.*1583-1609 6 (3)
- Griffiths, R. C. 1968. Physical, chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960, *Spec. Sci. Rep. Fish.* 573, 47 pp., U. S. Fish and Wildlife Serv., Washington D. C.

- Gulland, J.A. 1964. Catch per unit effort as a measure of abundance. Rapp. P-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 155: 8-14.
- Harley, S.J., R.A. Myers and A. Dunn. 2001. Is catch-per-unit-effort proportional to abundance?. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 58:1705-1772.
- Hela, I. y Laevastu. 1962. The influence of temperature on the behavior of fish. FAO Fish. Biol. Tech. Pap. 22:83-104.
- IATTC. 1989. ANNUAL Report of the Inter-American Tropical Tuna Commission, 1988. Annu. Rep. IATTC. 288p.
- Hsueh-Jung LU, Kuo-Tien Lee, Hsiu-Ling Lin and Cheng-Hsin Liao. 2001. Spatio-temporal distribution of yellowfin tuna *Thunnus albacares* and bigeye tuna *Thunnus obesus* in the Tropical Pacific Ocean in relation to large-scale temperature fluctuation during ENSO episodes. Fisheries Science: 67:1046-1052.
- Hurlburt, H. E., J. C. Kindle y J. J. O'Brien. 1976. A numerical simulation of the onset of El Niño, J. Phys. Oceanogr. 6,621-631.
- Johnson, E. S. y M. J. McPhaden. 1993. Structure of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific ocean, J. Phys. Oceanogr. 23,608-625.
- Joseph James and F.R. Miller. 1988. El Niño and the Surface Fishery for Tunas in the Eastern Pacific. In Proc. Tuna Fish. Res. Conf., Japan Fish. Agency-Far Seas Fish. Res. Lab. Muguro Gyogyo Kyogikai Gjiroku, Suisancho-Enyo Suisan Kenkyusho.: 199-207.
- Kara B. A., P. A. Rochford y H. E. Hurlburt (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. J. Geophys. Res. 105(C7):16803-16821.
- Kimura, D.K. y H.H. Zenger. 1997. Standardizing sablefish (*Anoplopoma fimbria*) long-line survey abundance indices by modeling the log-ratio of paired comparative fishing cpues. ICES, J. Mar. Sci., 54: 48-59.
- Laevastu, T. y H. Rosa. 1963. Distribution and relative abundance of tunas in relation to their environment. FAO Fish. Rep. 6(3):1835-1851.
- Large, P.A. 1992. Use of a multiplicative model to estimate relative abundance from commercial CPUE data. ICES. J. Mar. Sci., 49: 253-261.
- Lavín, M.F., Beier, E. y Badan, A. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: Lavín, F. (ed) Contribución a la Oceanografía Física en México. Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 3. pp 141-171.

- Lehodey, P. 2000. Impacts of the El Niño Southern Oscillation on tuna populations and fisheries in the tropical Pacific Ocean. Oceanic Fisheries Programme. Noumea, New Caledonia, Secretariat of the Pacific Community. Working Paper. RG-1 1-32.
- Levitus, S. (1994). World Ocean Atlas. Informal Report No. 13, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, Washington D.C.
- López-Borjórquez, J. M. 1996. Hidrografía y dinámica del Pacífico transicional mexicano. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). 98pp
- Lynn R.J. y J.J., Simpson. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92(12): 12947-12966.
- McCreary, J. P. 1976. Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 632-645.
- Muhlia-Melo A. 1993. Retrospectiva de la pesquería del Atún Aleta Amarilla *Thunnus albares* (Bonaterre 1788), el recurso y su administración en México. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 81 pp.
- Ortega-García, S. y S Lluich-Cota. 1996. Relative abundance of yellowfin tuna distribution relative to environmental features from satellites. *Tuna Newsletter*. 122.
- Ortega-García, S. y S. Lluich-Cota. 1998. The Mexican tuna fishery on floating objects. *Tuna Newsletter*, No 128.
- Ortega-García, S. 1998. Análisis de las fluctuaciones espacio temporal en la abundancia del atún en el Océano Pacífico Oriental. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Marinas. Univ. Nac. Aut. de México. 67pp.
- Ortega-García, S. y A. Muhlia-Melo. 1992. Análisis del poder relativo de pesca de la flota atunera mexicana de cerco, *Ciencias Marinas*, 18(1):55-78.
- Ortega-García, S. y V. M. Gómez-Munñoz. 1992. Standardization of fishing effort using principal component analysis of vessel characteristics: the Mexican tuna purse-seiners. *Scientia Marina*, 56(1):17-20.
- Ortega-García, S. D. Lluich-Belda, A. Zárate-Villafranco, R. Rodríguez-Sánchez, R. Beltran-Pineda and S. Hernández-Vázquez. 1999. The ENSO 1997-1998 effect on the Mexican Tuna Fishery. Proceedings of 50th Annual Tuna Conference. Lake Arrowhead, Cal. E.U.A. May 24-27. 1999.

- Pacific Fisheries Environmental Laboratory. (2003) PFEL Coastal Upwelling Indices. from:  
[http://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/NA/how\\_computed.html](http://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/NA/how_computed.html)
- Palohemio, J.E. and Dickie, L.M. 1964. Abundance and fishing success. *J. Cons. Int. Explor. Mer*, 155: 152-163.
- Pella, J. Y C. Psaropulos. 1975. Measures of tuna abundance from purse-seine operations in the eastern Pacific Ocean adjusted for fleet-wide evolution of increased fishing power, 1960-1971. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull.*, 1(7):351-469.
- Philander, S. G. H. 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*, 289pp. Academic, San Diego, Calif.
- Pichevin, T., D. Nof y J. Lutjeharms. 1999. Why are there Agulhas rings?. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 693-707.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith. 1994. Improved global sea surface temperature analyses using Optimum Interpolation. *J. Climate* 7, 929-948.
- Richards, W. J. y D. C. Simmons. 1971. Distribution of tuna larvae (Pices, Scombridae) in the northwestern Gulf of Guinea and off Sierra Leone. *U. S. Nat. Mar. Fish. Serv., Fsh. Bull.*, 6(3):555-568.
- Robinson, A. R. (Ed). *Eddies in Marine Science*. 609 pp. Springer-Verlag, Berlin. (1983)
- Roden and Groves. 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.*, 18: 10–35.
- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. *Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium. Mem. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 3: 30–58.
- Roden, G.I. 1972. Thermohaline structure and baroclinic flows across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Island region. *J. of Phys. Ocean.* 2(2): 177-183.
- Robles, J.M. and Marinone, S.C. 1987. Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 7(7): 715-733.

- Shimada B.M. y M.B. Shaefer 1956. A study of changes in fishing effort, abundance, and yield for yellowfin and skipjack tuna in the eastern tropical Pacific Ocean. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., 1: 351- 421.
- Shingu, C., P. K. Tomlinson y C.L. Peterson. 1974. A review of the Japanese Longline Fishery for Billfishes in the Eastern Pacific Ocean 1967-1970. Bull. Interam. Trop. Tuna Comm., Vol. XVI, N.2, 230p.
- Spillane, M.C., D. B. Enfield and J. S. Allen. 1987. Intraseasonal Oscillations in Sea Level along the West coast of the Americas. J. Phys. Oceanogr., 17,313-325.
- Sund. N. P., Blackburn M. y Williams F. (1981). Tunas and their environment in the Pacific Ocean: A review. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 19, 443-512.
- Torres-Orozco E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). 80pp
- Trasviña, A., D. Lluch Cota, A. E. Filonov y A. Gallegos. Oceanografía y El Niño. Capítulo 3 En: Los impactos de El Niño en México. Victor O. Magaña R. (ed). México, 1999. 69-102.
- Trigueros-Salmeron, J.A. and Ortega-Garcia S. 2000. Saptial and seasonal variation of relative abundance of the skipjack *Katsuwonus pelamis* (Linnaeus, 1758) in the Eastern Pacific Ocean (EPO) during 1970-1995. Fisheries Research, 49: 227-232.
- UNESCO. (1981). Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. Tech. Pap. Mar. Sci., 36, 24 pp.
- Wild A. (1993). A review of the Biology and Fisheries for Yellowfin Tuna, *Thunnus albacares*, in the Eastern Pacific Ocean. En: Shomura, R. S.; Majkowski, J.; Langi, S. (eds). Interactions of Pacific tuna fisheries. Proceedings of the first FAO Expert Consultations on Interactions of Pacific Tuna Fisheries. 3-11 December 1991. Noumea. New Caledonia. Volume 2: papers on biology and fisheries. FAO Fisheries Technical Paper. No. 336, Vol. 2. Rome, FAO. 439p
- Wirtky, K., 1965. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. Inter-American Tropical Tuna Comission, Bulletin IX, No.5, 63-97.
- Wooster, W. S. An upwelling mythology. Capítulo Coastal upwelling overview. En Coastal Upwelling. Francis A. Richards (ed). American Geophysical Union. Washington, D. C. 1981. 1-3 pp
- Wu, J., 1982. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. J. Geophys. Res. C87, 9704-9706. document

- Wyrtki. 1966. Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 4, 33-68.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño: The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5 (4), 572-584.
- Zamudio, L., A. P. Lonardi, S. D. Meyers and J. J. O'Brien. 2001. ENSO and Eddies on the Southwest Coast of Mexico. *J. Geophys. Res.* 28(1): 13-16.

**Artículos producto de este trabajo**

1. Variation of yellowfin tuna (*Thunnus albacares*) catches related to ENSO events at the entrance to the Gulf of California. Aceptado en Fishery Bulletin.
2. Dinámica de mesoescala y capturas de atún aleta amarilla en el Pacífico mexicano. Sometido en Ciencias Marinas.