



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

PROCESOS FÍSICOS QUE CONTROLAN LA VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y DE LA CONCENTRACIÓN DE CLOROFILA EN LA ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
F Í S I C A  
P R E S E N T A:  
MARISOL GARCÍA REYES

DIRECTOR DE TESIS:  
DR. MIGUEL FERNANDO LAVÍN PEREGRINA  
ASESOR DE TESIS:  
DR. STEVEN CZITROM BAUS



FACULTAD DE CIENCIAS  
UNAM

2005

m. 342016





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



GOBIERNO NACIONAL  
ESTADOS UNIDOS MEXICANOS

**ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ**  
**Jefe de la División de Estudios Profesionales de la**  
**Facultad de Ciencias**  
**Presente**

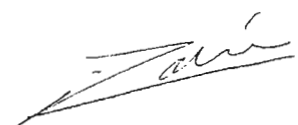

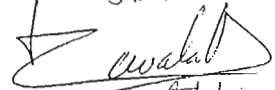
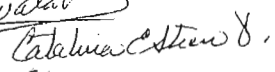
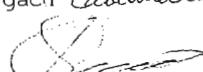
Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:  
 "Procesos físicos que controlan la variabilidad estacional de la temperatura superficial del mar y de la concentración de clorofila en la entrada al Golfo de California"

realizado por García Reyes Marisol

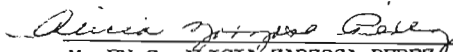
con número de cuenta 9653334-3 , quien cubrió los créditos de la carrera de: Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis Propietario	Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina	
Asesor de Tesis Propietario	Dr. Steven Czitron Baus	
Propietario	Dr. Jorge Zavala Hidalgo	
Suplente	Dra. Catalina Elizabeth Stern Forgach	
Suplente	Dr. Osvaldo Sánchez Zamora	

Consejo Departamental de Física

  
 M. EN C. ALICIA ZARZOSA PEREZ

## Resumen

Se utilizan dos años (julio 2002 a julio 2004) de datos de los satélites Aqua/MODIS y QuikSCAT, para estudiar la variabilidad de la temperatura superficial del mar, la concentración de clorofila y su relación con el estrés del viento en la región costera del océano Pacífico que comprende a Cabo Corrientes y la entrada al Golfo de California, México. La costa continental del golfo y al oeste de la península de Baja California son zonas de surgencias costeras e importantes regiones de pesquerías. Anticipando una variabilidad estacional de los parámetros, se utiliza un algoritmo de mínimos cuadrados para obtener los armónicos anuales y semianuales en toda la región y en áreas específicas, para cuantificar dicha estacionalidad y establecer relaciones causales entre los diferentes parámetros como una contribución a la caracterización de la oceanografía física de la entrada al golfo, con énfasis en efectos del viento tales como surgencias costeras y mezclado vertical de la capa superior oceánica. En la costa continental y el oeste de Baja California el estrés del viento a lo largo de la costa está correlacionado con altas concentraciones de clorofila y con temperaturas superficiales bajas, a través de surgencias costeras, con una recurrencia estacional; entre enero y mayo dependiendo de la región. En la Bahía de San Blas, altas concentraciones de pigmentos también ocurren, pero en tiempos y condiciones diferentes, probablemente asociadas a la descarga de ríos y manglares durante la temporada de lluvias (julio-septiembre). Para la Bahía de La Paz no fue posible determinar un periodo de variabilidad de los parámetros, aunque si una relación entre ellos. Dentro de la bahía, la presencia de un giro ciclónico explica las concentraciones altas de clorofila. Sin embargo más datos son necesarios para su caracterización. En las regiones alejadas de la costa, los parámetros de estudio tienen variabilidad estacional.

## Agradecimientos

Este trabajo no es sólo el final de la etapa más definitiva de mi vida, es más bien la transición a una nueva. Ha sido un largo y a veces difícil camino, que no hubiera sido posible recorrer sin el apoyo de muchas personas: familia, amigos, profesores y personas que sin conocerlas me han ayudado.

El primer y más importante agradecimiento es a mi madre, por que ella lo es todo. A mi padre por que la confianza que ha depositado en mi ha sido mi guía. A mi hermano, por que no tengo mejor amigo ni mejor maestro que él.

Hay una larga lista a quienes les debo mucho: tí@s, prim@s, abuel@s, sobrin@s, Mireya y Marco, amig@s de la escuela, de la DGSCA, de montañoso, de Berkeley, de Ensenada. De todos he aprendido mucho y he recibido un apoyo que espero poder corresponder.

Al Dr. Miguel Lavín y al Dr. Steven Czitrom por tomarse el tiempo y el trabajo de enseñarme a dar mis primeros pasos y con su trabajo motivarme diariamente.

Al Dr. Emilio Beier por compartir conmigo su trabajo, a Carlos Cabrera por su gran apoyo y paciencia, y a Víctor Godínez por el apoyo y la motivación. Y a todo el personal del CICESE que me hizo sentir bienvenida.

Este trabajo es una contribución de los proyectos CONACYT No. G34601-S "Transformación y perspectivas de las actividades portuarias, pesqueras y turísticas en el litoral occidental Mexicano", coordinado por la Dra. Graciela Alcalá (COLMEX), y No. D41881-F "Patrones de circulación superficial en el Golfo de California".

# Índice

<b>RESUMEN</b> .....	<b>3</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>4</b>
<b>ÍNDICE</b> .....	<b>5</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>6</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>7</b>
<b>2. MODELOS FÍSICOS</b> .....	<b>9</b>
2.1. EFECTOS DEL VIENTO .....	9
2.2. TRANSPORTE DE EKMAN .....	10
2.3. BOMBEO DE EKMAN .....	12
2.4. SURGENCIAS COSTERAS .....	13
2.5. GENERACIÓN DE GIROS.....	15
<b>3. DATOS Y METODOLOGÍA</b> .....	<b>16</b>
3.1. REGIÓN DE ESTUDIO .....	16
3.2. SATÉLITE MODIS .....	16
3.3. SATÉLITE QUIKSCAT .....	16
3.4. SELECCIÓN DE DATOS.....	17
3.5. ANÁLISIS ARMÓNICO .....	20
3.6. SEPARACIÓN DE REGIONES .....	21
3.7. COEFICIENTES DE CORRELACIÓN.....	22
<b>4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	<b>24</b>
4.1 ESTRUCTURA REGIONAL GLOBAL .....	24
4.1.1. DESCRIPCIÓN .....	24
4.1.2. INTERPRETACIÓN FÍSICA .....	28
4.1.3. DISCUSIÓN .....	28
4.2. ANÁLISIS POR REGIONES.....	29
4.2.1. CABO CORRIENTES .....	29
4.2.2. BAHÍA DE SAN BLAS .....	31
4.2.3. SINALOA.....	35
4.2.4. BAHÍA DE LA PAZ .....	37
4.2.5. OESTE DE BAJA CALIFORNIA.....	39
4.3. RESUMEN COMPARATIVO .....	41
<b>5. CONCLUSIONES</b> .....	<b>42</b>
<b>6. REFERENCIAS</b> .....	<b>44</b>
<b>7. ANEXOS</b> .....	<b>47</b>
7.1. ECUACIONES IMPORTANTES DE FLUIDOS GEOFÍSICOS .....	47
7.2. ANÁLISIS ARMÓNICO.....	50
7.3. COEFICIENTE DE CORRELACIÓN.....	51

# Índice de figuras

1. Región de estudio
2. Transporte de Ekman
3. Bombeo de Ekman
4. Surgencias costeras
5. Promedio de la temperatura superficial del mar
6. Armónicos anuales de la TSM
7. Armónicos semianuales de la TSM
8. Promedio de la concentración de clorofila
9. Armónicos anuales de la CLO
10. Armónicos semianuales de la CLO
11. Promedio del estrés del viento
12. Estrés del viento en julio de 2003
13. Armónicos anuales de  $\tau_x$
14. Armónicos anuales de  $\tau_y$
15. Series de tiempo: Cabo Corrientes
16. Distribución de las termoclinas para la región de Cabo Corrientes
17. Series de tiempo: Bahía de San Blas
18. Series de tiempo: Bahía de San Blas, Año 1
19. Series de tiempo: Bahía de San Blas, Año 2
20. Precipitación en Bahía de San Blas
21. Series de tiempo: Sinaloa
22. Series de tiempo: Sinaloa, Año 1
23. Series de tiempo: Sinaloa, Año 2
24. Series de tiempo: La Paz
25. Campo de velocidades para un derivador en Bahía de La Paz
26. Series de tiempo: Costa oeste de Baja California

# 1. Introducción

La entrada al Golfo de California (Figura 1) es una región oceanográfica compleja, desde el punto de vista dinámico e hidrográfico; es la zona de confluencia de tres regímenes diferentes: la Corriente de California, el Pacífico Noreste Tropical y el Golfo de California (GC). Como resultado, dependiendo de la estación del año, la región es influenciada principalmente por la Corriente de California, la Corriente Costera de Costa Rica o el agua del Golfo de California. [Lavín & Marinone, 2003]. Los vientos en la zona tienen un patrón de monzón: dirigidos hacia el sudeste en primavera-otoño-invierno y hacia el noroeste en el verano (julio-agosto-septiembre) [Bordoni, *et al.*, 2004]. Por lo tanto, hay presentes condiciones favorables a las surgencias costeras en la región continental del GC en primavera-otoño-invierno, y en el lado de la península en el verano.

Cabo Corrientes (Fig. 1) es una zona conocida de surgencias costeras. Surgencias estacionales, observadas y calculadas, han sido reportadas en estudios previos [Galindo *et al.*, 1999; Zuria-Jordan *et al.*, 1995]. Aunque se sabe que el viento es el responsable, sólo Fiedler [1994] determinó que las altas concentraciones de clorofila (CLO) están correlacionadas al estrés del viento ( $\tau$ ) en la región. Flores-Morales [2003] encontró una alta correlación entre  $\tau$  y los valores mínimos de la temperatura superficial del mar (TSM) para la región de Cabo Corrientes, que coinciden con la concentración alta de pigmentos reportados en otros estudios, apoyando la hipótesis de las surgencias costeras. La costa continental del Golfo de California es también una región de surgencias [Santamaria-del-Angel, *et al.* 1994].

La Bahía de la Paz presenta una mayor CLO que sus alrededores, pero no hay una producción primaria significativa asociada debido a la falta de oxígeno y nutrientes en el agua. Sin embargo, se reportan surgencias asociadas a un giro ciclónico dentro de la bahía [Monreal-Gómez *et al.*, 2001].



Sin embargo, estos estudios son, en su mayoría, cualitativos, y discuten una cantidad limitada o promedios de datos (en espacio y tiempo, líneas o series de tiempo para sitios particulares); la correlación entre la concentración de pigmentos y el estrés del viento no ha sido calculada.

Actualmente la observación del océano a través de satélites es sumamente poderosa; se obtienen rutinariamente y con cobertura global la temperatura superficial del mar (TSM, °C), la concentración de clorofila (CLO,  $\text{mgm}^{-3}$ ) en la capa superficial, el esfuerzo del viento ( $\tau$ , la fuerza friccional-turbulenta ejercida por el viento sobre la superficie del mar,  $\text{Nm}^{-2}$ ), y la topografía de la superficie ( $\eta$ , cm).

La resolución espacial de los datos de TSM y de CLO (~1 a 4 km) es capaz de mostrar rasgos que evidencian el efecto de procesos oceanográficos a escala regional o local. Generalmente estos rasgos regionales no se habían notado antes del advenimiento de la oceanografía por satélite, por lo que la explicación física de su presencia es un problema por resolver.

Algunos de estos rasgos son: anomalías rodeadas de fuertes gradientes de temperatura y/o clorofila, giros, meandros, chorros, etc., los cuales pueden mostrar permanencia espacio-temporal, o tener variabilidad en varias escalas. La variabilidad temporal más sobresaliente es generalmente la estacional, relacionada con la variación de la radiación solar y de allí con el cambio de estaciones y todas sus consecuencias meteorológicas (vientos, lluvia, nubosidad, enfriamiento, etc.). El espectro de posibles explicaciones para la variabilidad a escalas menores es sumamente amplio, y cada caso tiene que ser tratado individualmente.

El primer paso en la explicación de algún rasgo observado en las imágenes de satélite es describirlo, o sea hacer una caracterización cuantitativa, que sea estadísticamente válida. El segundo es proponer hipótesis o modelos físicos que expliquen las características más importantes del fenómeno observado. Posteriormente se pueden obtener datos adicionales que apoyen (o no) los

modelos físicos propuestos, de donde normalmente emerge la necesidad de modelos más avanzados.

El propósito de este estudio es hacer una caracterización cualitativa y cuantitativa de la variabilidad estacional de la temperatura, vientos y color del océano en la región de la entrada del Golfo de California, basado en datos de TSM, CLO y  $\tau$ , de los satélites MODIS y QuikSCAT, apoyado por análisis estadístico. En particular explicar la variabilidad de dichos parámetros con base en modelos físicos (transporte y bombeo de Ekman) donde el forzamiento es el viento, como las surgencias costeras.

## 2. Modelos físicos

Las ecuaciones linealizadas de movimiento para el océano son (Anexo 1):

$$\rho_0(\partial_t u - fv) = -\partial_x p + \partial_z \tau_x$$

$$\rho_0(\partial_t v + fu) = -\partial_y p + \partial_z \tau_y$$

$$0 = -\partial_z p - \rho g$$

Suponiendo incompresibilidad, la ecuación de continuidad es:

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0$$

### 2.1. Efectos del viento

El viento transfiere energía a las capas superficiales del océano al soplar sobre él. La fuerza de fricción que actúa sobre la superficie del mar, como resultado del viento, se conoce como estrés del viento ( $\tau$ ) y es proporcional al cuadrado de la velocidad el viento ( $\mathbf{W}$ )

$$\tau = (\tau_x, \tau_y) = \rho_a C_f |\mathbf{W}| \mathbf{W},$$

modelos físicos propuestos, de donde normalmente emerge la necesidad de modelos más avanzados.

El propósito de este estudio es hacer una caracterización cualitativa y cuantitativa de la variabilidad estacional de la temperatura, vientos y color del océano en la región de la entrada del Golfo de California, basado en datos de TSM, CLO y  $\tau$ , de los satélites MODIS y QuikSCAT, apoyado por análisis estadístico. En particular explicar la variabilidad de dichos parámetros con base en modelos físicos (transporte y bombeo de Ekman) donde el forzamiento es el viento, como las surgencias costeras.

## 2. Modelos físicos

Las ecuaciones linealizadas de movimiento para el océano son (Anexo 1):

$$\rho_0(\partial_t u - fv) = -\partial_x p + \partial_z \tau_x$$

$$\rho_0(\partial_t v + fu) = -\partial_y p + \partial_z \tau_y$$

$$0 = -\partial_z p - \rho g$$

Suponiendo incompresibilidad, la ecuación de continuidad es:

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0$$

### 2.1. Efectos del viento

El viento transfiere energía a las capas superficiales del océano al soplar sobre él. La fuerza de fricción que actúa sobre la superficie del mar, como resultado del viento, se conoce como estrés del viento ( $\tau$ ) y es proporcional al cuadrado de la velocidad el viento ( $\mathbf{W}$ )

$$\tau = (\tau_x, \tau_y) = \rho_a C_f |\mathbf{W}| \mathbf{W},$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire y  $C_f$  es el coeficiente de fricción turbulenta, que depende de la velocidad del viento y la altura a la que se mide, de la forma de la superficie y de las condiciones atmosféricas. Usualmente el viento se mide, por convención, a 10 m sobre la superficie ( $\mathbf{W}_{10}$ ). En un caso típico, un viento de  $10 \text{ ms}^{-1}$  equivale a un estrés de  $0.2 \text{ Nm}^{-2}$ . El efecto del estrés del viento en la superficie se transmite hacia aguas más profundas como resultado de la fricción turbulenta interna de la capa superior del océano con las siguientes capas.

### Corrientes geostróficas

Cuando una masa de agua se mueve sin forzamiento, está sujeta a la fuerza de Coriolis, si al mismo tiempo está bajo la influencia de fuerzas horizontales debidas a un gradiente de presión y estas fuerzas están equilibradas, se dice que está en balance geostrófico, y a la corriente se le llama "corriente geostrófica". Se obtiene de las ecuaciones de momentum dadas arriba, eliminando el forzamiento de la fuerza de fricción, suponiendo que el efecto de los términos advectivos es pequeño, y que el equilibrio es estable ( $\partial_t u = 0$ ):

$$-fv = -\rho_0^{-1} \partial_x p$$

$$fu = -\rho_0^{-1} \partial_y p$$

## 2.2. Transporte de Ekman

Un océano ideal (profundidad infinita, ancho infinito, sin variaciones en la densidad, superficie horizontal) puede considerarse como una pila infinita de capas horizontales, donde la capa superior está sujeta a la fricción del viento (estrés del viento) por encima y a la fricción (viscosidad, fricción turbulenta) con la capa debajo de ella. Las capas inferiores están sujetas a la fricción entre ellas. Todas las capas están sujetas a la fuerza de Coriolis, ya que se mueven en relación con la tierra. La fricción entre las capas se puede parametrizar usando la "relación flujo-gradiente":

$$\partial_z \tau_x = \rho_0 A_z \partial^2 u / \partial z^2, \quad \partial_z \tau_y = \rho_0 A_z \partial^2 v / \partial z^2$$

Las ecuaciones de movimiento para un flujo estable horizontal y con un coeficiente de viscosidad turbulenta constante en  $z$  son:

$$f v + A_z \partial^2 u / \partial z^2 = 0$$

$$-f u + A_z \partial^2 v / \partial z^2 = 0$$

Para un viento soplando hacia el norte,  $\tau = (0, \tau_y)$ , las soluciones están dadas por:

$$u = u_0 \exp(a z) \sin(\pi/4 - a z)$$

$$v = u_0 \exp(a z) \cos(\pi/4 - a z)$$

donde  $u_0$  es la velocidad de la corriente en la superficie del mar, dada por:

$$u_0 = \tau_y / \rho_0 (A_z f)^{1/2}$$

$\rho_0$  es la densidad del agua de mar y  $a$  está relacionada con la profundidad hasta la que se observa la influencia del viento:

$$a = (f / 2 A_z)^{1/2}$$

En la superficie ( $z=0$ ), las soluciones tienen la forma:

$$u(0) = u_0 \cos(\pi/4)$$

$$v(0) = u_0 \sin(\pi/4)$$

La corriente superficial se mueve con velocidad  $u_0$  hacia el noreste. En general, la corriente se mueve a  $45^\circ$  a la derecha (izquierda) en el hemisferio norte (sur) de la dirección del viento.

Bajo la superficie, la velocidad de movimiento decae exponencialmente y el ángulo de movimiento crece con  $z$ , formando lo que se conoce como la espiral de Ekman (Fig. 2). La capa del océano bajo la influencia del viento es infinita, sin embargo, Ekman propuso como referencia la profundidad a la que la velocidad de la corriente es opuesta a la velocidad de la corriente de la superficie. Esto ocurre a

una profundidad  $D_E$ , llamada "capa de Ekman". Para una latitud de  $20^\circ\text{N}$  y un viento típico de  $W_{10}=3\text{ms}^{-1}$ , la profundidad de la capa de Ekman es  $D_E=40\text{ m}$ .

La espiral de Ekman es muy difícil de observar, pero para el estudio de la dinámica de las corrientes oceánicas es mucho más relevante el transporte de masa neto ( $M_E$ ) en la capa de Ekman, debido a la espiral de Ekman. El transporte  $M_E$  se puede obtener integrando la espiral de Ekman, desde la superficie hasta la profundidad de la capa de Ekman. Para el caso  $\tau = (0, \tau_y)$  resulta:

$$M_E = \tau_y / (\rho_0 f)$$

en ángulo recto respecto a la dirección del viento (derecha en el hemisferio norte, izquierda en el hemisferio sur). La velocidad de la "deriva de Ekman" está dada por:

$$u_E = M_E / D_E = \tau_y / (D_E \rho_0 f).$$

Para un  $\tau=0.03\text{Nm}^{-2}$ , el transporte de Ekman es  $M_E = 670\text{ Kg}(\text{ms})^{-1}$ .

Para el caso  $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ , la deriva de Ekman se puede obtener integrando las ecuaciones

$$\rho_0(\partial_t u - fv) = -\partial_x p + \partial_z \tau_x$$

$$\rho_0(\partial_t v + fu) = -\partial_y p + \partial_z \tau_y$$

solamente para el efecto del viento, sobre la capa de Ekman. Resulta:

$$(u_E, v_E) = (\tau_y, -\tau_x) / \rho_0 f$$

### 2.3. Bombeo de Ekman

El estrés del viento no sólo genera movimientos horizontales de agua, sino también verticales como consecuencia de la conservación de masa.

Al integrar la ecuación de continuidad sobre la capa de Ekman, se obtiene que el desplazamiento vertical a la profundidad de la capa de Ekman está dado por:

$$w_E = \partial_x u_E + \partial_y v_E$$

Sustituyendo la deriva de Ekman, el desplazamiento vertical se describe como:

$$w_E = (\partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x) / \rho_0 f = (\nabla \times \tau)_w / \rho_0 f$$

Este fenómeno tiene el nombre de "Bombeo de Ekman, e indica que la componente vertical del rotacional del estrés del viento (una medida de su inhomogeneidad) determina la ocurrencia de las depresiones y elevaciones de la termoclina y de la superficie del mar.

Ante la presencia de un viento con  $(\nabla \times \tau)_w > 0$ , que tiende a girar contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, se genera una divergencia en la superficie del agua debido al transporte de Ekman, y entonces el agua más profunda se eleva para tomar su lugar. En el caso contrario, cuando hay una convergencia, el agua se hunde (Fig. 3). Las surgencias de agua subsuperficial y el hundimiento de agua superficial ocurren tanto en las costas como en mar abierto.

## 2.4. Surgencias costeras

Al soplar a lo largo de la costa, el viento provoca un transporte de Ekman normal a ella y una corriente superficial a  $45^\circ$ . Para el hemisferio norte, al soplar con la costa a la izquierda, el transporte neto de Ekman se aleja de ésta. Como consecuencia se induce un déficit de agua, que debido a la presencia de la costa, fuerza a las aguas más profundas a emerger y a equilibrar la presión. Este fenómeno se conoce como surgencia costera [Cushman-Roisin, 1994; Open University, 2002], y se ilustra en la Figura 4.

El gradiente horizontal de presión producido por el transporte de Ekman, genera a su vez una corriente superficial, que por balance geostrófico se mueve a lo largo de la costa en la dirección del viento. La combinación de esta corriente y la corriente superficial del transporte de Ekman da como resultado un desplazamiento superficial neto en una dirección intermedia entre la costa y la normal a ella (Figura 4).

La importancia del fenómeno de surgencia es su relación con la biomasa de la región. Los organismos oceánicos (fitoplancton) proliferan cuando dos condiciones coinciden: nutrientes y luz solar. Las aguas bajo la superficie oceánica son ricas en nutrientes ya que no hay luz solar para que los organismos los aprovechen; las aguas de la superficie sufren de una carencia de nutrientes debido a que han sido consumidos por el fitoplancton. De manera que cuando aguas profundas llegan a la superficie, como sucede en un evento de surgencia, coinciden las condiciones necesarias para la proliferación del fitoplancton. En estas condiciones favorables, el fitoplancton es capaz de reproducirse a gran velocidad. Esto se traduce directamente en una reserva abundante para los organismos más grandes y los depredadores, estimulando la actividad biológica de toda la cadena alimenticia; eventualmente favoreciendo a las pesquerías. Las regiones alrededor del mundo donde ocurren surgencias costeras son las mejores para la pesca comercial [Field *et al.* 2002].

Las surgencias son difíciles de investigar directamente ya que suceden por espacios de tiempo cortos y las velocidades medias de movimiento vertical son pequeñas (de 1-2m por día hasta 10m por día). Para ello se utilizan métodos indirectos de estudio. Una forma de calcular el surgimiento de agua es a partir de la ecuación de transporte de Ekman. Sin embargo, hay que notar que para este cálculo se asume que se tiene una condición estática, por lo que no siempre el estrés del viento un indicador válido. Otros indicadores incluyen los químicos y biológicos, en especial la detección de Clorofila-a. Uno de los indicadores más usados es la temperatura, ya que las anomalías suelen ser grandes.



## 2.5. Generación de giros

El forzamiento por viento, cuando su distribución es inhomogénea (rotacional diferente de cero), distorsiona la interfaz entre la capa superficial y las capas profundas, provocando un flujo que puede formar giros casi permanentes. Por bombeo de Ekman, la interfaz se levanta o se hunde. Si la interfaz es levantada, por balance geostrófico se formará un giro antihorario (llamados *giros ciclónicos*, en el hemisferio Norte), que tienen la característica de ser más fríos y ricos en nutrientes que los alrededores, debido a mezcla vertical a través de la interfaz levantada. Si la interfaz es deprimida, se formará un giro anticiclónico, tibio y pobre. Figura 3.

## **3. Datos y metodología**

### **3.1. Región de estudio**

La región de estudio comprende la entrada al Golfo de California y los mares alrededor de Cabo Corrientes, Jalisco; sus límites van de 17°N a 25°N y de 111°W a 101°W (Fig. 1).

### **3.2. Satélite MODIS**

Se seleccionaron los datos del satélite Aqua/MODIS debido a que es la última tecnología en percepción remota para estudios geofísicos. Este satélite pertenece a la NASA, y fue diseñado para reemplazar y superar en observaciones y precisión a sus antecesores. El satélite MODIS ha obtenido datos válidos a partir de julio de 2002. Los datos utilizados en este estudio cubren 2 años completos, de julio de 2002 a julio de 2004.

Los datos se obtuvieron directamente del sitio de Aqua/MODIS <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>. Este satélite proporciona una gran variedad de parámetros observados, tanto físicos como biológicos. Los datos utilizados en este estudio corresponden a los parámetros de temperatura superficial del mar (TSM) y concentración de clorofila (CLO). Los archivos, en formato HDF de Nivel 3, vienen ya procesados para obtener los parámetros deseados con el menor ruido y error posible. La resolución de los datos es de 4km x 4km y cada archivo obtenido corresponde al valor promedio de los datos de 8 días, reduciendo así los puntos con huecos. Los datos de TSM están dados en unidades de °C, y los de CLO en mg/m<sup>3</sup>.

### **3.3. Satélite QuikSCAT**

El satélite QuikSCAT proporciona datos del estrés del viento ( $\tau$ ). Este satélite pertenece al NASA Jet Propulsion Laboratory. Aunque este satélite tiene más años proporcionando datos, nos interesan sólo los correspondientes al

periodo julio de 2002 a julio de 2004, para analizarlos en correspondencia con los datos de TSM y CLO del satélite MODIS.

Los datos se obtuvieron directamente del sitio de ftp de QuikSCAT [ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/ocean\\_wind/quikscat/stress/L3/data/](ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/ocean_wind/quikscat/stress/L3/data/). Los datos, vectores del estrés del viento, están dados en dos componentes; zonal (este-oeste),  $\tau_z$  y meridional (norte-sur),  $\tau_m$ . Los datos están también procesados y proporcionados en archivos en formato HDF. La resolución es de 25km x 25km en dos archivos diarios, correspondientes a los pasos ascendente y descendente del satélite. Se procesaron estos archivos para formar promedios de 8 días, para que tuvieran correspondencia temporal con los datos de TSM y CLO.

Las unidades de los datos de  $\tau$  son  $N/m^2$ . En este caso no se descartaron datos, ya que aunque son promedios de 8 días, la variabilidad es muy alta y el rango de valores posibles es grande. Los datos con valores extremos en su mayoría, corresponden a periodos con presencia de huracanes o tormentas, por lo tanto, se esperan valores altos del estrés del viento y pocas lecturas de valores para promediar.

### **3.4. Selección de datos**

Se graficaron los datos para hacer una inspección visual y hacer una verificación rápida de que los datos son válidos, además de ayudar a confirmar los resultados de los siguientes análisis. De cada archivo se descartaron datos fuera de rango y los datos que se encuentran en tierra. El rango de datos para TSM corresponde a datos típicos en la región de la entrada al Golfo de California; para CLO, corresponden a datos típicos en zonas costeras con surgencia (altos) y en mares abiertos (bajos). Se descartaron los datos de TSM mayores a  $33^\circ C$  y menores a  $15^\circ C$  y de CLO mayores a  $30mg/m^3$  y menores a  $0.1mg/m^3$ .

Los datos de estrés de viento, presentan alta variabilidad a lo largo del año en toda la región, pero en particular hay datos con valores altos (tanto positivos como negativos) que corresponden a fenómenos meteorológicos que los justifican.

La tabla 1 muestra las fechas y nombre de los huracanes que afectaron la región durante el periodo de estudio, y que tienen consecuencias sobre los datos del estrés del viento. Se consideró por tanto que los valores del estrés del viento son válidos y no se descartó ninguno.

<b>Fecha</b>	<b>Nombre del huracán</b>
25-26 Septiembre 2002	Julio
21-25 Octubre 2002	Kenna
21-27 Agosto 2003	Ignacio
19-24 Septiembre 2003	Marty
5-8 Octubre 2003	Olaf
1-9 Octubre 2003	Nora

Tabla 1. Fenómenos meteorológicos en la región de estudio durante el 2002 y 2003. [ILCE, 2005]

La selección de los datos se realizó manteniendo los datos con valores previamente documentados y típicos para la región estudiada. Sin embargo, es necesario considerar las particularidades de cada uno de los parámetros y de su utilización como indicadores del fenómeno de surgencia costera.

La TSM es representativa de la temperatura en una capa de apenas un milímetros de agua de la superficie del mar, pero se sabe que su valor refleja en buena medida la estación del año en la que toma la medición. Sin embargo, se espera que refleje también las variaciones consecuencia de las surgencias, y que por lo tanto se relacione con la CLO y el estrés del viento.

El análisis de la CLO es más complejo, ya que no está formada por una señal sinusoidal sencilla como la TSM, sino que mantiene valores bajos y constantes y durante algunos meses llega en poco tiempo a valores muy altos. Aunque la documentación del satélite MODIS indica que se utilizan diversos filtros

y mediciones para determinar que lo que se observa es clorofila, en regiones muy cercanas a la costa estas observaciones pueden medir no sólo clorofila sino también otros pigmentos disueltos en el agua.

Se consideró un rango de valores previamente reportado en la zona y en regiones con características similares. Sin embargo, hay zonas donde no se tiene la seguridad de que los datos sean solamente de clorofila; la región de San Blas es una de ellas, como se discutirá más adelante. Sería necesario comparar los valores obtenidos remotamente con valores tomados *in situ* en fechas similares para determinar su naturaleza.

En los datos de estrés de viento, la variabilidad intrínseca hace difícil el decidir si los datos son o no válidos para el análisis, aunque se pudieron relacionar los datos extremos con eventos meteorológicos que justifican sus valores. Para disminuir su variabilidad sería necesario considerar una mayor cantidad de años de datos para hacer una climatología. Sin embargo, para el propósito de este estudio, la cantidad de datos, aún con su variabilidad son suficientes para caracterizar el comportamiento de la región.

Todo el análisis de datos fue realizado en MATLAB 6.5, en una computadora de escritorio.

La metodología implica primero hacer una caracterización cuantitativa de los parámetros a partir de análisis estadístico. Se analiza el estrés del viento y su correlación con la temperatura superficial del mar y la concentración de clorofila. Se estudian entonces los modelos físicos de fenómenos en donde el viento es el principal forzamiento, como se supone, buscando explicar las características más importantes los fenómenos observados en la región por medio de los modelos propuestos. En algunos casos se obtienen datos adicionales que apoyen (o refuten) los modelos propuestos.

### 3.5. Análisis armónico

Se calculó la media temporal para cada parámetro, se graficaron los valores promedio en cada punto y se dibujaron sus isolíneas.

Para estudiar los parámetros, es necesario conocer su comportamiento a lo largo del año. Los datos en cada punto de la malla representan una señal que varía a lo largo de dos años, cuya variación corresponde a una superposición de ondas con frecuencias específicas. Para tratar de entender los datos, se busca separar la señal original en las ondas correspondientes.

Se puede buscar cada una de estas frecuencias por medio de un análisis espectral, sin embargo, hay que notar que uno de los parámetros de estudio es la TSM, la cual, por corresponder sólo a un milímetro de la superficie del océano, depende principalmente del ciclo estacional del sol. Por lo tanto, se espera que el ciclo anual sea la principal componente de la señal encontrada. Y dado que, se espera que los otros parámetros se encuentren relacionados, será la principal frecuencia a estudiar.

Se realizó entonces un análisis armónico de los datos, específicamente para encontrar una señal anual: el armónico anual. Ver anexo 2. Igualmente se calculó el armónico semianual, ya que como se verá más adelante será necesario para describir la región de San Blas y modulará las señales anuales en otras regiones.

Usando todos los datos temporales para cada punto en la malla, para cada parámetro, se calculan los armónicos por medio de un algoritmo de ajuste por mínimos cuadrados. Este programa busca el mejor ajuste de una función sinusoidal con periodo anual y otra con periodo semianual a los datos; como salida el programa proporciona las amplitudes, fases y varianzas explicadas de los armónicos anuales y semianuales. El programa utilizado corre en MATLAB, y fue proporcionado por el Dr. Emilio Beier (CICESE, México).

Para  $\tau$ , se cambió a un sistema cartesiano  $x$ - $y$  a lo del eje principal del Golfo de California, esto representa una rotación de ejes de  $45^\circ$  en dirección positiva. Por lo tanto,  $\tau$ , en los ejes  $y$  y  $x$  apunta en las direcciones noroeste ( $\tau_y$ ) y noreste ( $\tau_x$ ) respectivamente. Esto permite separar los vientos que corren paralelos a la costa y los que corren perpendiculares a ella; los primeros son los que se involucran en el fenómeno de surgencias costeras.

### 3.6. Separación de regiones

El análisis inicial mostró que algunas porciones de la región original tienen características particulares e incluso comportamientos distintos. Por lo tanto, para estudiar mejor las relaciones entre los parámetros en cada área, y determinar si el modelo de surgencia costera o mezclado vertical puede aplicarse para explicar su comportamiento, se decidió aislarlas y continuar el análisis por separado.

Para dividir por regiones, se consideraron las características geográficas y los valores de la CLO. La Figura 1 muestra las regiones seleccionadas. Estas son:

- ◆ Región 1. Cabo Corrientes. Es una zona notable de surgencias costeras. La región comprende Cabo Corrientes y Bahía de Banderas y se extiende hacia el sur a lo largo de la costa. Sus límites van de  $18.2$  a  $20.8^\circ\text{N}$  y de  $106.2$  a  $103.6^\circ\text{W}$ .
- ◆ Región 2. Bahía de San Blas. Esta región exhibe alta CLO en diferentes épocas del año. Comprende Bahía de San Blas y la costa continental hacia el norte. Sus límites van de  $20.7$  a  $22.5^\circ\text{N}$  y de  $106.2$  a  $105.2^\circ\text{W}$ .
- ◆ Región 3. Costa de Sinaloa. Esta región es representativa de la zona de surgencias que existe a lo largo de la costa este del Golfo de California. Sus límites van de  $23.7$  a  $25^\circ\text{N}$  y de  $108.5$  a  $106.4^\circ\text{W}$ .
- ◆ Región 4. Bahía de La Paz. Esta bahía tiene una dinámica particular, con CLO media todo el año y un patrón especial de  $\tau$ . Sus límites van de  $24$  a  $25^\circ\text{N}$  y de  $111$  a  $110^\circ\text{W}$ .

- ◆ Región 5. Costa Oeste de Baja California. Región de surgencias, su agua proviene, en general, de la Corriente de California. Sus límites van de 22.7 a 24°N y de 111 a 110°W.

Para cada región, se calculó una media espacial para cada punto temporal, para cada uno de los parámetros. Se tomaron las componentes de  $\tau$  a lo largo del nuevo sistema coordenado  $x$ - $y$ , a lo largo del Golfo de California. Este sistema coordenado no corresponde al ángulo de orientación de la costa en todas las regiones, pero en general es el que se ajusta a la mayor parte de ellas.

Para cada serie de tiempo resultante, se calcularon el promedio, los armónicos anuales y semianuales y las anomalías (datos originales menos la media y la función armónica anual y semianual).

Debido a que la serie de tiempo sólo abarca 2 años el ajuste puede no ser bueno si se considera la serie completa, ya que en algunas regiones, cada uno de los años de datos se comporta ligeramente diferente, sobretodo en fase. Para realizar un mejor ajuste de los armónicos en estos casos, se dividió la serie de tiempo en dos, cada una correspondiente a un año que comienza en julio y termina en junio. Se repitieron para cada uno los cálculos de promedio, armónicos y anomalías. Como resultado, las varianzas explicadas de los armónicos crecen en la mayoría de las regiones y periodos.

### 3.7. Coeficientes de correlación

Teniendo las gráficas de las series de tiempo, armónicos y anomalías, por región, es posible hacer un análisis cualitativo de la relación de los parámetros. Pero, con la finalidad de hacer un análisis cuantitativo de la relación entre los cuatro parámetros ( $\overline{TSM}$ ,  $CLO$ ,  $\tau_y$  y  $\tau_x$ ), se calculan los coeficientes de correlación entre ellos (ver Anexo 3).

Los coeficientes se calcularon, tanto para los valores absolutos de los datos como para las anomalías. El cálculo se realizó con los datos correspondientes al



periodo completo; sin embargo, la correlación es baja, dado que fuera de la época de surgencias, los parámetros se comportan de manera independiente. Por lo tanto, los coeficientes de correlación se calcularon con los datos correspondientes a los meses de enero a abril de cada año, que son los meses donde se presentan las surgencias, y donde se espera que exista una mejor correlación entre los parámetros.

A partir de los resultados obtenidos se hace una interpretación física del comportamiento de los parámetros en cada región y se comparan los modelos físicos.

## 4. Resultados y discusión

### 4.1 Estructura regional global

#### 4.1.1. Descripción

##### **Temperatura Superficial del Mar**

La media temporal de la TSM (Figura 5) va de 22°C en la costa oeste de BC hasta 29°C en la esquina sudeste de la región de estudio y las isotermas van de manera más o menos regular de suroeste a noroeste. En la entrada del Golfo de California se observan aguas más cálidas del lado este del golfo que del lado oeste. En los alrededores de Bahía de San Blas y Cabo Corrientes, el promedio de la TSM es 27.5°C, mientras que en Cabo Corrientes es cerca de medio grado más fría. En Bahía de La Paz el agua es relativamente más fría; alrededor de 25.5°C.

La distribución de las isotermas en la figura 5 es congruente con la encontrada por Flores-Morales [2003], Lavín *et al.* [2003], y Aguirre-Gómez *et al.* [2003].

Los resultados del cálculo de los armónicos anuales y semianuales para la TSM se grafican en las figuras 6 y 7, respectivamente. Para el armónico anual las isolíneas de la amplitud son casi horizontales (este-oeste), encontrando la mayor (~5°C) en la zona este del golfo y la menor (~1°C) alrededor de los 17°N, al sur de la región del estudio. En la costa continental del golfo y alrededor de Cabo Corrientes se encuentran amplitudes más grandes que en sus alrededores, mientras que es casi constante alrededor de Bahía de La Paz. Los valores máximos ocurren primero en la costa de Sinaloa, en agosto, y se mueven hacia el oeste para alcanzar la costa oeste de BC en octubre. En Cabo Corrientes, sin embargo, el máximo ocurre cerca de un mes después que sus alrededores, a mediados de septiembre. Los valores mínimos ocurren a mediados de marzo, cuando se presentan las surgencias, seis meses después. Las varianzas explicadas son grandes; hasta 85% dentro del golfo y 70% al sur de Cabo

Corrientes. Estos valores corresponden a los reportados por Lavín *et al.* [2003] y Roden & Groves [1959] para el golfo.

Las amplitudes semianuales son distintas de cero sólo al sur de Cabo Corrientes, al oeste de la península de BC y en Bahía de La Paz; pero la varianza explicada sólo es significativamente diferente de cero al sur de Cabo Corrientes, y en general no es mayor de 10%. Aunque el armónico semianual es muy pequeño, modula la señal anual en estas regiones.

### **Concentración de Clorofila**

La media temporal de CLO se muestra en la figura 8 en escala logarítmica. En este caso las isolíneas van paralelas a la costa y los valores son muy distintos cerca de ésta y en mar abierto. Los valores máximos de CLO se encuentran en la costa, especialmente al norte de la Bahía de San Blas, donde alcanzan valores mayores a  $10\text{mgm}^{-3}$ . Alrededor de Cabo Corrientes hay un área con valores de CLO altos en una región más extendida que en otros puntos de la costa. Esta región se extiende hacia el sur del cabo y a lo largo de la costa. Los valores van de 0.5 a  $6\text{mgm}^{-3}$ . Los valores de CLO dentro de Bahía de La Paz no son, en general, altos ( $\sim 1\text{mgm}^{-3}$ ), pero son uniformes en toda la bahía. La costa oeste de BC presenta también un área grande de alta CLO, pero con valores no mayores que  $5\text{mgm}^{-3}$ . Lejos de la costa, los valores de CLO son bajos; alrededor de  $0.1\text{mgm}^{-3}$ ; este valor es típico de las regiones oligotróficas del océano. En el centro de la entrada al golfo, el valor de CLO es alrededor de  $0.4\text{mgm}^{-3}$ .

El comportamiento de los valores encontrados de CLO son congruentes con los dados por Fiedler [1994] para la región de Cabo Corrientes y por Santamaria-del-Angel *et al.* [1994] para la entrada del golfo y Bahía de La Paz. Sin embargo, esos datos reportados en la literatura corresponden a concentración de pigmentos del satélite CZCS, no a CLO de MODIS, y todavía nos son cuantitativamente comparables (los algoritmos todavía están siendo desarrollados).

Los armónicos anual y semianual para la CLO se muestran en las figuras 9 y 10 respectivamente. Las amplitudes más grandes ( $\sim 1\text{mgm}^{-3}$ ), para el armónico

anual, ocurren en bandas angostas paralelas a la costa continental, en la costa oeste de BC y en un área amplia al sur de Cabo Corrientes. La amplitud disminuye a cero al alejarse de las costas, y en algunos puntos alrededor de la Bahía de San Blas, donde también la varianza explicada es cero. En Bahía de La Paz la amplitud es homogénea y alrededor de  $0.5 \text{ mgm}^{-3}$ . Dentro del golfo la amplitud es de  $0.2 \text{ mgm}^{-3}$  lejos de las costas. La fase de CLO es más complicada que la de TSM. Los máximos ocurren en febrero en la mayor parte del Golfo de California, mientras que en la costa continental ocurren en marzo a la altura del golfo y hacia marzo-abril hacia el sur de Cabo Corrientes. En Bahía de la Paz, los valores máximos tienen lugar a finales de marzo. La varianza explicada es 30% en Cabo Corrientes y en la costa oeste de BC, mientras que en La Paz es de ~15%. Lejos de la costa es mayor, principalmente dentro del Golfo de California, donde alcanza el 55% en algunos puntos.

Para el armónico semianual, la distribución de la amplitud es similar al anual, excepto en Bahía de San Blas, donde es mayor ( $\sim 1 \text{ mgm}^{-3}$ ) que la anual. La varianza explicada es baja en toda la región (<10%), excepto por pequeñas regiones en una franja entre los 21 y los 23°N, donde alcanza 30%. Los valores máximos se alcanzan en febrero en San Blas y Cabo Corrientes, pero es sólo en San Blas donde la varianza explicada es mayor a 10%.

### **Estrés del Viento**

La Figura 11 muestra el promedio temporal del vector estrés del viento  $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ . Cerca de la costa y en la entrada del golfo los vientos predominantes vienen del noroeste. Lejos de la costa vienen del norte.

En la parte sureste de la región la magnitud de  $\tau$  es  $< 0.01 \text{ N/m}^2$  mientras que en la costa oeste de BC es  $\sim 0.03 \text{ N/m}^2$ , y al oeste y sudoeste de Cabo Corrientes es  $\sim 0.03 \text{ N/m}^2$ . Dentro del golfo, la dirección del viento cambia durante el verano (junio-octubre, figura 12), entrando al rodear la península de BC, soplando así desde el sudeste. Durante este tiempo el viento sopla desde el oeste sobre la costa continental entre Cabo Corrientes y la entrada del golfo. Los valores

de la dirección y magnitud del estrés del viento son consistentes con los datos por Fiedler [1994] y Bordononi *et al.* [2004].

Para  $\tau_x$  (perpendicular al eje del Golfo de California), sólo el armónico anual es significativo. La amplitud, la fase y la varianza explicada se muestran en la figura 13. La mayor amplitud ( $0.03\text{N/m}^2$ ) ocurre al sureste de Los Cabos, decreciendo hacia el sur y hacia el golfo. En Cabo Corrientes llega a  $0.015\text{ N/m}^2$  y dentro del golfo y hacia el sur de su entrada es alrededor de  $0.01\text{ N/m}^2$ . Al sureste de la región de estudio la amplitud es cercana a cero. Los valores máximos ocurren en abril-mayo en Los Cabos y dentro del golfo, y en el resto de la entrada del golfo en julio. Al sureste de la región es entre noviembre y enero.

Dado que  $\tau$  tiene gran variabilidad, la varianza explicada es de hasta 65% en Los Cabos y dentro del golfo, siendo cercana a cero hacia el sur de la región. El armónico semianual tiene varianza explicada cero prácticamente en toda la región, demostrando que no es una contribución importante.

La figura 14 muestra la amplitud, fase y varianza explicada del armónico anual para  $\tau_y$  (a lo largo del eje del golfo). La mayor amplitud ( $0.035\text{ N/m}^2$ ) ocurre dentro del Golfo de California, disminuyendo hacia la entrada. En Cabo Corrientes es  $0.02\text{ N/m}^2$  y mayor a  $0.018\text{ N/m}^2$  en una amplia región alrededor; de igual valor es al sur de la península de BC. Es  $0.01\text{ N/m}^2$  al sur de la entrada al golfo y hacia el sur y aún menor en la región de San Blas y al Oeste de Baja California. Los valores máximos ocurren en julio para la mayor parte de la región. Y en noviembre para el sur de la península.

La varianza explicada es hasta de 50% dentro del golfo, disminuyendo hacia afuera con valores de  $\sim 35\%$  en Cabo Corrientes y hasta 20% en el extremo occidental y sureste de la región. La varianza explicada del armónico semianual es casi cero en toda la región, por lo que no es una contribución importante.

#### 4.1.2. Interpretación física

A lo largo de la costa continental, y la costa oeste de Baja California, el viento sopla con una componente importante a lo largo de la costa, posibilitando la presencia de surgencias costeras. El cambio de dirección del viento dentro del golfo y en magnitud en el resto de la región restringe los periodos en los que las surgencias pueden aparecer. Se observa que las zonas en donde el estrés del viento a lo largo de la costa es mayor (Cabo Corrientes y costa oeste de Baja California) coinciden con regiones donde el promedio de la TSM es bajo respecto a sus alrededores y los valores de la CLO son altos, lo que refuerza la hipótesis de la presencia de surgencias costeras en la región.

En Bahía de la Paz sin embargo, se observan valores de CLO mayores que sus alrededores pero no se tiene un viento favorable a las surgencias costeras ni temperaturas bajas. En Bahía de San Blas no se tiene una variabilidad anual para CLO, por lo que no puede relacionarse la TSM y el  $\tau$  como en el modelo de surgencias.

#### 4.1.3. Discusión

El cálculo de los promedios permitió una primera aproximación para relacionar los parámetros y determinar la existencia de surgencias costeras. Sin embargo, estos gráficos no nos permiten ver si estas características coinciden en el tiempo.

Los armónicos puntuales sugirieron la separación de las regiones, pero también permiten apreciar la distribución espacial del comportamiento de los parámetros; en Cabo Corrientes los tres parámetros se extienden en una región alrededor del cabo y hacia el sur formando una cauda; el comportamiento en Bahía de San Blas difiere de las regiones aledañas de manera acusada, en tiempo y en espacio. De los armónicos se observa que los tiempos en que ocurren los máximos de la CLO y los mínimos de la TSM coinciden y son cercanos a los de los máximos valores de  $\tau_y$  hacia el sudeste.

Estos gráficos muestran que la región abarca diferentes regímenes, lo que dificulta el hacer un análisis general en toda la región, pero da una idea clara de que el fenómeno más notorio es el de las surgencias costeras.

## 4.2. Análisis por regiones

### 4.2.1. Cabo Corrientes

En la tabla 2 se muestran los valores de amplitud, fase y varianza explicada de los armónicos anual y semianual de cada uno de los parámetros de estudio para la región correspondiente a Cabo Corrientes. La figura 15 muestra las series de tiempo y los ajustes con los armónicos anual y semianual para la región.

Armónico	Anual			Semianual		
	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)
<b>TSM</b>	2.5821	-1.9883	80.16	0.5737	0.0441	3.95
<b>CLO</b>	0.9135	1.3787	39.98	0.5138	2.8412	12.55
$\tau_x$	0.0071	-2.7297	19.30	0.0050	-2.8298	9.42
$\tau_y$	0.0156	-2.4522	31.03	0.0037	1.6232	1.73

Tabla 2. Análisis armónicos de la región de Cabo Corrientes

Se observa una clara variación anual en la TSM, con su máximo en agosto y su mínimo a fines de marzo y principios de abril, incrementando a una razón mayor en la primavera que la de decremento en el otoño. Estos armónicos tienen en conjunto una varianza explicada del 84%.

La CLO tiene picos anuales claros que se presentan ligeramente antes y durante los mínimos de TSM (marzo-abril-mayo). Existe un pico en agosto de 2002, aunque su valor apenas sobrepasa  $1 \text{ mgm}^{-3}$ . La varianza explicada de los armónicos de CLO es del 53%.

En esta región, el estrés del viento a lo largo de la costa  $\tau_y$  no cambia prácticamente (excepto episódicamente en verano), yendo de cero a valores altos

en la dirección sudeste.  $\tau_y$  presenta una variación anual, pero el promedio anual es tan fuerte que el estrés es  $\sim 0.03 \text{ Nm}^{-2}$  en dirección hacia el sudeste durante 5 o 6 meses (diciembre-junio). Los valores mínimos (cero), ocurren en el verano (julio-septiembre). La varianza explicada es solamente 33%.

$\tau_x$  tiene un comportamiento más complejo, va de cero a un máximo ( $0.02 \text{ Nm}^{-2}$ ) en dirección suroeste, con un máximo anual en enero-febrero. Sin embargo, la mayor parte del año es cercano a cero. Su varianza explicada es sólo de 29%.

En esta región los mínimos del ajuste armónico de la TSM coinciden con los máximos de la CLO. Los mínimos de la TSM no están formados por disminuciones graduales de los datos sino por caídas abruptas en los valores. De enero a abril,  $\tau_y$  (hacia el sureste) tiene sus valores máximos y  $\tau_x$  (hacia el suroeste) en febrero. Los mínimos de temperatura coinciden con los máximos de  $\tau_y$  hacia el sureste, como debe ser para surgencias costeras. Aunque  $\tau_y$  es intenso por varios meses, no es sino hasta que  $\tau_x$  disminuye casi a cero (finales de marzo, principios de abril) que la CLO aumenta.

En la tabla 3 se muestran los valores de la correlación entre los diferentes parámetros.

Año	2002-2003		2003-2004	
	Datos	Anomalías	Datos	Anomalías
Parámetros correlacionados				
TSM vs. CLO	-0.8077	-0.6372	-0.7319	-0.6377
TSM vs. $\tau_y$	0.2641	0.3322	0.4345	0.4455
TSM vs. $\tau_x$	0.0008	0.3774	-0.1938	0.1072
CLO vs. $\tau_y$	-0.4685	-0.4709	-0.6314	-0.7286
CLO vs. $\tau_x$	-0.0111	-0.026	0.0342	-0.5041

Tabla 3. Correlaciones correspondientes a la región 1. Cabo Corrientes.



En esta región, los parámetros de TSM y CLO tienen una correlación grande para ambos años, tanto en los datos como en las anomalías. La correlación entre CLO y  $\tau_y$  es grande para el segundo año y ligeramente menor para el primero.

El forzamiento del viento a lo largo de la costa está presente durante varios meses, aunque con alta variabilidad. Su correlación con los otros parámetros indica que el fenómeno tras las observaciones es la surgencia costera. La extensión de la zona de alto CLO y de baja TSM indica que las surgencias en esta región son importantes.

Se observa además (Figura 1) que la región de surgencia, indicada por la CLO, se extiende hacia el sur-sureste, que puede explicarse como la advección de la CLO debida a la corriente superficial resultante de la surgencia y la corriente geostrofica.

Datos proporcionados por un crucero del proyecto de CONACYT No. G34601-S: "Transformación y perspectivas de las actividades portuarias, pesqueras y turísticas en el litoral Occidental Mexicano", en el sur de Cabo Corrientes en mayo de 2002 (Figura 16), muestran una elevación de las termoclinas del lado de la costa, subiendo hasta la superficie; esto indica la presencia de una surgencia costera. Aunque estos datos son anteriores al periodo de estudio, es uno de los meses en que se esperan surgencias.

#### 4.2.2. Bahía de San Blas

En la tabla 4 se muestran los valores de amplitud, fase y varianza explicada de los armónicos anual y semianual de cada uno de los parámetros de estudio para la región correspondiente a la Bahía de San Blas. La figura 17 muestra las series de tiempo y los ajustes con los armónicos anual y semianual para la región.

Armónico	Anual			Semianual		
	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)
<b>TSM</b>	3.4365	-2.1935	90.48	0.1987	-0.2757	0.30

<b>CLO</b>	0.1678	0.1034	1.21	0.8630	2.6708	31.89
$\tau_x$	0.0074	-2.7515	25.93	0.0040	2.9723	7.45
$\tau_y$	0.0049	-2.7491	13.59	4.86e-4	-1.0966	0.13

Tabla 4. Análisis armónicos de la región de San Blas

La TSM es estacional, con sus valores máximo en agosto-septiembre y mínimo en marzo, y la varianza explicada de 91%.

El armónico dominante de la CLO es el semianual. Sin embargo, los máximos son diferentes entre sí en su forma, por lo que la varianza explicada es de tan sólo de 33%. Dos de los picos, los que ocurren en marzo-abril, coinciden con los mínimos de la TSM. Mientras que los otros, que ocurren en octubre, corresponden a valores máximos de la TSM. Los valores de la CLO se mantienen mayores a  $1 \text{ mgm}^{-3}$  durante casi todo el periodo, en contraste con otras regiones. Esta región es también la que alcanza valores altos ( $>4 \text{ mgm}^{-3}$ ) en más puntos.

El ciclo de  $\tau_x$  es complejo, con una varianza explicada de 33% y su máximo ( $0.01 \text{ Nm}^{-2}$ , hacia el suroeste) ocurriendo en febrero. Se mantiene alrededor de cero de abril a julio, cambiando de dirección (al noreste) en octubre, pero con intensidad pequeña ( $0.005 \text{ Nm}^{-2}$ ). En esta región hay más valores extremos que en otras.  $\tau_y$  tiene un ciclo estacional, pero siempre apunta hacia el sureste, con intensidades máximas ( $0.015 \text{ Nm}^{-2}$ ) en febrero-marzo y mínimas ( $0.005 \text{ Nm}^{-2}$ ) en julio.

La alta variabilidad de la CLO, no permite al ajuste armónico tener una varianza explicada alta. Para mejorar el ajuste, se separaron los datos en dos grupos que abarcan un año cada uno. Sus series de tiempo se muestran en las figuras 18 y 19. Para la TSM, los mínimos se encuentran casi un mes después de los mínimos calculados con ambos años, aunque su varianza explicada es prácticamente la misma. Sin embargo, para la CLO el ajuste es mucho mejor, sobre todo el segundo año, en el que la varianza explicada alcanza el 58%. También se observa una diferencia importante en el alcance de los máximos de cada año. Los dos máximos ocurridos en 2003, son de menor magnitud que los de

2004. En la CLO, los máximos y mínimos calculados no se mueven en el tiempo respecto al primer ajuste. Para el estrés del viento el ajuste se mantiene igual, aunque para  $\tau_y$  el primer año la varianza explicada aumenta. Los tiempos en los que ocurren los mínimos y máximos se mantienen respecto al primer ajuste.

En la tabla 5 se muestran las correlaciones entre los diferentes parámetros para la región de San Blas.

Año	2002-2003		2003-2004	
	Datos	Anomalías	Datos	Anomalías
Parámetros correlacionados				
TSM vs. CLO	-0.6479	-0.2847	-0.5473	-0.3893
TSM vs. $\tau_y$	-0.0025	0.001	0.4904	0.3611
TSM vs. $\tau_x$	-0.1973	0.4353	0.4461	0.1052
CLO vs. $\tau_y$	-0.1974	0.0104	-0.5216	-0.6963
CLO vs. $\tau_x$	-0.0676	-0.0873	-0.154	-0.6292

Tabla 5. Correlaciones correspondientes a la región 2. San Blas.

Las correlaciones entre la TSM y CLO son grandes para los datos de ambos años. La correlación entre CLO y  $\tau_y$  es grande para el segundo año, no así el primero. La correlación entre CLO y  $\tau_x$  es también grande, para el segundo año.

La importancia del ciclo semianual de la CLO en esta región sugiere que lo que provoca dicho ciclo es un fenómeno distinto a las surgencias costeras. Se observa primero que los máximos de la CLO coinciden con los mínimos de la TSM, pero no con los máximos. Al separar los años, esto se hace más evidente. También se observa que cuando estas condiciones (máximos de CLO y mínimos de TSM) ocurren (marzo), se tienen condiciones de surgencia ya que  $\tau_y$  es máxima. En este caso también  $\tau_y$  ha sido grande por varios meses, pero no es sino hasta que el  $\tau_x$  disminuye casi a cero cuando se dan los valores altos de CLO.

Esto sugiere que el ciclo de la CLO no es semianual, sino la superposición de dos ciclos anuales separados por casi 6 meses. El otro ciclo se da con valores altos de TSM (no los máximos, pero sí altos),  $\tau_y$  cero y  $\tau_x$  alto en dirección hacia tierra (noreste). No existen condiciones para surgencia costera. Sin embargo,

estos máximos de CLO, que ocurren de agosto a octubre, corresponden a la temporada de lluvias en la región. De los primeros análisis se observó también que el área de alta CLO en esta región está bien delimitada hacia el norte, y hacia el sur sólo se extiende en algunas ocasiones hasta Cabo Corrientes; esto sugiere que este ciclo es un fenómeno puramente local.

La figura 20 muestra los valores de precipitación para el área de Bahía de San Blas, en tres estaciones meteorológicas distintas [INEGI, 2004]. Se observa que los puntos máximos de precipitación ocurren de julio a septiembre, con una gran diferencia con los valores de otros meses. La costa de la región de San Blas tiene manglares y lagunas costeras de gran extensión, y están alimentadas por los ríos Santiago en el norte y Ameca en el sur. Es de esperarse que durante los meses de lluvia, la descarga de agua al mar aumente, llevando consigo nutrientes y sustancias orgánicas. Estos podrían ser los causantes de los altos valores de la CLO en el área durante la temporada de lluvias. Sin embargo, es difícil determinar con precisión si se trata de clorofila o algún otro pigmento que pueda confundirse con tal. Se requieren datos *in situ* para determinar su naturaleza.

Así, en la región de San Blas, la CLO tiene dos modos anuales superpuestos, con máximos en marzo y septiembre-octubre. Un modo tiene las características de estrés de viento (dirección, magnitud y duración) correspondientes al fenómeno de surgencia costera, confirmado por la observación de la CLO y la TSM. El otro modo es debido a la inyección de material a través de los manglares, ríos y lagunas costeras en la región durante la temporada de lluvias.

Al separar los datos por años, se observa que los valores de la CLO son menores para el 2003 que para los otros años. También se observa que es en el segundo semestre de 2003 que la variabilidad del viento es mayor. Es también en este año y particularmente en estos meses cuando se suceden la mayor cantidad de huracanes, lo que podría afectar los parámetros mencionados.

### 4.2.3. Sinaloa

En la tabla 6 se muestran los valores de amplitud, fase y varianza explicada de los armónicos anual y semianual de cada uno de los parámetros de estudio para la región correspondiente a la costa de Sinaloa. La figura 21 muestra las series de tiempo y los ajustes con los armónicos anual y semianual para la región.

Armónico	Anual			Semianual		
	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)
<b>TSM</b>	4.9190	-2.2694	97.357	0.1409	2.7396	0.07
<b>CLO</b>	0.8155	0.8208	34.45	0.2607	2.8352	3.48
$\tau_x$	0.0127	-3.1016	63.92	0.0024	2.1433	2.30
$\tau_y$	0.0237	-2.8406	54.66	0.0047	2.4088	2.10

Tabla 6. Análisis armónicos de la región de Sinaloa

La TSM es claramente estacional pero con grandes anomalías durante la temporada fría (finales de febrero y marzo). La varianza explicada alcanza 92%.

La CLO tiene un ciclo principalmente anual, pero con máximos formados por picos pronunciados que pueden relacionarse con los mínimos de la TSM, aunque su comportamiento difiere en cada año de datos. Para 2003, los valores máximos aparecen a partir de marzo y hasta mayo. Y para 2004 los máximos aparecen desde diciembre de 2003, aunque el ajuste armónico lo coloca en marzo. Su valor nunca baja de  $0.5 \text{ mgm}^{-3}$ . Su varianza explicada es de tan sólo 38%.

$\tau_x$  es también estacional con una varianza explicada de 66%. Dado que esta región está dentro del golfo, su dirección cambia; hacia el noreste de junio a octubre y hacia el suroeste de noviembre a marzo. Aunque sus intensidades son pequeñas ( $<0.015 \text{ Nm}^{-2}$ ).  $\tau_y$  alterna entre vientos hacia el interior del golfo y hacia afuera, siendo los últimos más intensos que los primeros ( $0.015$  y  $0.04 \text{ Nm}^{-2}$  respectivamente). Los máximos (hacia el sureste) ocurren de diciembre hasta abril. La varianza explicada de  $\tau_y$  es de 57%.

También en esta región es conveniente separar los datos por años. Sus series de tiempo se muestran en las figuras 22 y 23. El ajuste para la TSM mejora en ambos años, principalmente en los valores mínimos que alcanza, que en 2004 es más bajo que en 2003 por 2°C. Para la CLO, los ajustes por año mejoran hasta alcanzar varianzas explicadas de 54% y 60%. Los máximos se desplazan para ajustarse mejor a los picos y ahora se presentan en abril en el 2003 y a finales de febrero para el 2004, coincidiendo mejor con los mínimos de la TSM. El estrés de viento mejora ligeramente en su ajuste armónico, pero se mantienen las fechas de los máximos y mínimos.

Los mínimos de la TSM y los máximos de CLO ocurren en fechas muy cercanas, sin embargo hay anomalías grandes que afectan los ajustes. Ambas componentes de  $\tau$  tienen sus valores máximos al mismo tiempo (enero), pero no coinciden con los máximos de la CLO. Es hasta que la componente perpendicular a la costa  $\tau_x$  disminuye casi a cero y la componente a lo largo de la costa  $\tau_y$  es aún grande (abril-mayo) cuando la CLO aumenta su valor. Al separar los datos por años, los valores máximos de CLO tienen una mejor coincidencia con los mínimos de TSM.

La tabla 7 muestra las correlaciones entre los parámetros.

Parámetros correlacionados	2002-2003		2003-2004	
	Datos	Anomalías	Datos	Anomalías
TSM vs. CLO	-0.5639	-0.6093	-0.6613	-0.6934
TSM vs. $\tau_y$	0.1319	0.5592	0.6479	0.3087
TSM vs. $\tau_x$	-0.0123	0.5896	0.7891	0.4217
CLO vs. $\tau_y$	0.0271	-0.4612	-0.7758	-0.6432
CLO vs. $\tau_x$	0.147	-0.4345	-0.705	-0.7153

Tabla 7. Correlaciones correspondientes a la región 3. Sinaloa.

Para esta región, las correlaciones son altas para las combinaciones: TSM-CLO en ambos años tanto para anomalías como para los datos; TSM- $\tau$  para las anomalías del primer año y para los datos del segundo año.

Los vientos a lo largo de la costa proporcionan las condiciones de surgencias costeras en la zona, lo que se confirma con su correlación con los valores altos de CLO y bajos de TSM. Sin embargo, a pesar de la intensidad de los vientos y su duración, la zona de surgencia no se extiende mucho fuera de la costa, como en el caso de Cabo Corrientes. Esto puede deberse a que en esta región cambian de dirección, por lo que su duración en condiciones favorables es menor y con mayor variabilidad.

#### 4.2.4. Bahía de La Paz

En la tabla 8 se muestran los valores de amplitud, fase y varianza explicada de los armónicos anual y semianual de cada uno de los parámetros de estudio para la región correspondiente a la Bahía de La Paz. La figura 24 muestra las series de tiempo y los ajustes con los armónicos anual y semianual para la región.

Armónico	Anual			Semianual		
	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)
<b>TSM</b>	4.5036	-2.1727	89.84	0.9175	-3.0832	3.72
<b>CLO</b>	0.6664	1.4984	25.37	0.4483	.0026	11.48
$\tau_x$	0.0084	3.0706	42.38	0.0018	3.0870	1.96
$\tau_y$	0.0159	-2.8552	48.07	0.0052	2.2172	2.11

Tabla 8. Análisis armónicos de la región de La Paz

La variación de la TSM es estacional, pero la razón de incremento durante la primavera-verano es menor que la de decremento en el otoño-invierno. Los valores máximos ocurren en octubre. Los mínimos en febrero-marzo, aunque los valores difieren de un año al otro. La varianza explicada de los armónicos es de 94%.

La variación de CLO es más compleja, pero sus valores son mayores a  $1 \text{ mgm}^{-3}$  la mayor parte del año (de diciembre a agosto), con algunos picos

pronunciados sin periodo aparente. Las concentraciones menores ocurren en octubre. La varianza explicada es baja, de 37%.

$\tau_x$  es estacional, cambia de dirección en octubre y los valores que alcanza son menores, en general, a  $0.015 \text{ Nm}^{-2}$ . Los valores máximos dirección noreste, hacia fuera de la bahía, ocurren de junio a agosto; y los valores máximos en dirección sudoeste, ocurren en enero. La varianza explicada es de 44%, aunque el ciclo es claramente anual, la variabilidad de los vientos es alta.

$\tau_y$  es también estacional, pero corre hacia el sudeste prácticamente todo el año, excepto de julio a septiembre. Los máximos de  $\tau_y$  hacia la entrada del golfo ocurren en enero. La varianza explicada del ajuste armónico es de 53%.

La siguiente tabla muestra los coeficientes de correlación entre los parámetros para Bahía de La Paz.

Año	2002-2003		2003-2004	
	Datos	Anomalías	Datos	Anomalías
Parámetros correlacionados				
TSM vs. CLO	-0.4429	-0.5035	-0.5768	-0.4185
TSM vs. $\tau_y$	0.2522	0.5287	0.6558	0.3046
TSM vs. $\tau_x$	0.135	0.4478	0.6989	0.2064
CLO vs. $\tau_y$	-0.2183	-0.328	-0.5102	-0.3469
CLO vs. $\tau_x$	0.1145	0.0178	-0.5112	-0.2287

Tabla 9. Correlaciones correspondientes a la región de La Paz.

En esta región, la relación entre los parámetros es difícil de determinar debido a que para la CLO, los armónicos anual y semianual no representan adecuadamente los datos. Aunque hay valores altos de CLO durante los mínimos de TSM, los valores altos de CLO continúan e incluso aumentan en los meses siguientes. Dada la orientación y morfología de la bahía, no hay surgencias costeras al soplar viento a lo largo de la costa. Pero podría haberlas al soplar el viento hacia afuera de ella. Esto sucede de mayo a octubre, según los datos; hay valores altos de CLO en estos meses, pero dado que no son los únicos, otro fenómeno debe causar dichos valores.



En el análisis inicial se observó que para la región de la Paz, los valores altos de clorofila son un fenómeno local, sin embargo, no hay datos de QuickSCAT para el interior de la bahía, debido a su resolución. Monreal-Gómez *et al.* [2001] sugieren surgencias debidas al bombeo de Ekman provocado por un giro ciclónico dentro de la bahía, también reportado por Salinas-González *et al.* [2003]. Este es un fenómeno local que no puede observarse con QuickSCAT. Sin embargo, la correlación entre la TSM y la CLO indican la presencia de aguas más frías al mismo tiempo que altos valores de CLO, lo que indica la presencia de una surgencia.

Los datos de corriente obtenidos por un derivador del proyecto CONACYT antes mencionado, confirman la presencia de un giro dentro de la bahía. La figura 25 muestra el campo de velocidades del derivador de 19 de junio al 18 de julio de 2004. En la imagen se observa que la trayectoria seguida por el instrumento describe un giro en sentido antihorario, y coinciden con valores de CLO particularmente altos. Por medio del bombeo de Ekman, este giro es el responsable de la surgencia.

Para determinar si el proceso físico responsable del giro y por tanto del bombeo de Ekman es el forzamiento del viento, sería necesario contar con los datos del estrés del viento dentro de la Bahía. Al mismo tiempo, series de datos de CLO y TSM más largas servirían para determinar su periodicidad.

#### **4.2.5. Oeste de Baja California**

En la tabla 10 se muestran los valores de amplitud, fase y varianza explicada de los armónicos anual y semianual de cada uno de los parámetros de estudio para la región correspondiente a la costa oeste de Baja California. La figura 26 muestra las series de tiempo y los ajustes con los armónicos anual y semianual para la región.

Armónico	Anual			Semianual		
	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)	Amplitud	Fase (meses)	VE (%)
<b>TSM</b>	4.2600	-1.4416	86.95	0.9129	2.4007	3.95
<b>CLO</b>	1.3677	2.5607	51.86	0.6471	-0.4921	11.60
$\tau_x$	0.0104	-2.9508	46.63	0.0041	2.3359	7.22
$\tau_y$	0.0070	-1.2723	9.31	0.0087	1.1767	14.34

Tabla 10. Análisis armónicos de la región de Baja California

La TSM alcanza una varianza explicada de 91% con los armónicos anual y semianual, pero hay que notar que las anomalías son grandes principalmente cuando la TSM es mínima, en mayo-junio.

La CLO es también estacional con valores mínimos de septiembre a febrero, aunque en el ajuste armónico sólo sea en octubre. Los valores máximos ocurren en junio y julio, decayendo rápidamente en los meses siguientes. La varianza explicada de este ajuste es de 63%.

$\tau_x$  tiene un comportamiento estacional, con la mayor parte del año (octubre a junio) dirigido hacia sudoeste. La varianza explicada es del 54%.  $\tau_y$  tiene un armónico dominante semianual, pero con vientos siempre soplando hacia el sureste. Las magnitudes máximas (relativas) ocurren en mayo, las mayores, y en noviembre. La varianza explicada de este ajuste alcanza sólo el 24%, dada la alta variabilidad de los datos en la región.

En esta región los máximos de la CLO ocurren después de los mínimos en la TSM, mientras coinciden con valores altos de  $\tau_y$  (después de los máximos) y con valores de  $\tau_x$  cercanos a cero.

Los valores de los coeficientes de correlación se muestran en la tabla 11.

Año	2002-2003		2003-2004	
	Datos	Anomalías	Datos	Anomalías
Parámetros correlacionados				

TSM vs. CLO	-0.6037	-0.6784	-0.5951	0.1281
TSM vs. $\tau_y$	0.6323	0.0889	0.6019	0.476
TSM vs. $\tau_x$	-0.0141	-0.1067	-0.4304	0.3497
CLO vs. $\tau_y$	-0.3171	-0.0241	-0.4699	-0.1743
CLO vs. $\tau_x$	0.0215	0.3652	0.5777	-0.0145

Tabla 11. Correlaciones correspondientes a la región 5. Costa Oeste de Baja California.

En esta región el estrés del viento tiene la dirección, magnitud y duración necesaria para provocar surgencias costeras, confirmadas por la presencia de alta CLO y baja TSM. En esta región, los vientos a lo largo de la costa no cambian de dirección y su magnitud es grande comparada con los vientos normales a ella, de manera que el frente de la surgencia se extiende fuera de la costa y también hacia el sur, como en el caso de Cabo Corrientes, debida a la corriente superficial neta de la surgencia y la corriente geostrofica provocada por el gradiente de presión.

### 4.3. Resumen comparativo

El cálculo de las correlaciones permite determinar de manera cuantitativa la relación entre los parámetros y determinar más acertadamente si los valores de CLO y TSM son consecuencia de un proceso físico provocado por el forzamiento del viento.

A lo largo de toda la zona costera continental y oeste de la península, se observan surgencias costeras, con una variabilidad anual que depende de la variabilidad de la intensidad y la dirección de los vientos. En la Bahía de San Blas se observa además la inyección de pigmentos por la descarga de ríos, con variabilidad anual que responde a la temporada de lluvias. En Bahía de La Paz, sin embargo, es el bombeo de Ekman el que provoca los altos valores de CLO, aunque faltan elementos para determinar el proceso físico detrás del giro ciclónico.

## 5. Conclusiones

Este estudio es una base para entender las características de la región oceánica que comprende la entrada al Golfo de California. Determina cuantitativamente el comportamiento de la temperatura superficial del mar, la concentración de clorofila y el estrés del viento para diferentes áreas de la entrada del golfo, su correlación y las posibles causas físicas de este comportamiento.

La región de estudio puede dividirse en subregiones, cada una de las cuales presenta diferentes características respecto a los parámetros estudiados. Sin embargo, en todas ellas puede distinguirse una variabilidad principalmente estacional y una relación estrecha entre los parámetros. La importancia de la región de estudio es la relación entre su dinámica y la actividad biológica en su zona costera.

En la costa continental y la costa oeste de Baja California el estrés del viento, principalmente a lo largo de la costa, está correlacionado fuertemente con la concentración de clorofila y con temperaturas superficiales bajas, indicando la presencia de surgencias costeras, con una recurrencia estacional. Este fenómeno es especialmente notable en Cabó Corrientes, Jalisco.

En la Bahía de San Blas, altas concentraciones de pigmentos ocurren también en condiciones diferentes a las necesarias para las surgencias, asociadas probablemente a la descarga de ríos y manglares durante la temporada de lluvias.

En la Bahía de La Paz se encontró que las altas concentraciones de clorofila y bajas temperaturas se deben al bombeo de Ekman provocado por presencia de un giro ciclónico. Se sugiere el uso de datos de viento dentro de la bahía y series de datos más largas para determinar el forzamiento que provoca el giro.

En las regiones alejadas de la costa, las concentraciones de clorofila son muy bajas y la temperatura superficial del mar y el estrés del viento tienen variabilidad estacional.

El estudio sugiere el uso de series de datos más largas para determinar mejor la correlación de los parámetros e incluir otras señales que afectan su variabilidad anual. De igual manera, la comparación con una mayor cantidad de datos tomados *in situ*, ayudarían a determinar la naturaleza y mejorar el grado de validez de los datos aquí utilizados. Otros análisis que ayudan a caracterizar una región oceánica incluyen el estudio de la topografía dinámica, batimetría, salinidad y las corrientes oceánicas.

## 6. Referencias

- ◆ Aguirre-Gomez, R., Salmeron, O., Alvarez R. 2003. **Effects of ENSO off the southwest coast of Mexico, 1996-1999**. Geofísica Internacional. México, Vol. 42, No. 3, p. 377-388.
- ◆ Bordoni, S., Ciesielski, P., Johnson, R., McNoldy, B., Stevens, B. 2004. **The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT**. Geophysical Research Letter, Vol.31. L10109, doi:10.1029/2004GL020009.
- ◆ Cushman-Roisin, Benoit. **Introduction to Geophysical Dynamics**. Prentice Hall. USA, 1994. pp:193-200.
- ◆ Fiedler, Paul C. 1994. **Seasonal and interannual variability of coastal zone color scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern tropical Pacific**. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. C9: 18,371-18,384. September 15, 2004.
- ◆ Field, Hempel & Summrehayes. **Oceans 2020. Science, Trends and the Challenge of Sustainability**. Island Press. USA, 2002.
- ◆ Flores Morales, A.L. 2003. **Factores que modulan la temperatura superficial en el Pacífico Mexicano**. Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE-Oceanografía Física. México.
- ◆ Galindo, I., Solano, R y Morales A. 1999. **Localización de una zona de alta productividad primaria cercana a Cabo Corrientes, Jalisco por medio de datos de AVHRR**. Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural, 49: 183-191.

- ◆ Kundela, R.M., Chávez, F.P. 2004. **The impact of coastal runoff on ocean color during an El Niño year in Central California.** Deep-Sea Research, Part II. 51 (2004) 1173-1185.
- ◆ Lavín, M.F., Palacios-Hernández, E., Cabrera C. 2003. **Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California.** Geofísica Internacional. Vol 42, Num. 3, pp. 363-375.
- ◆ Monreal-Gómez, M.A., Molina-Cruz, A., Salas-de-León, D.A. 2001. **Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998.** Journal of Marine Systems 30 (2001) 305-315.
- ◆ Open University Course Team. **Ocean Currents.** The Open University, 2<sup>nd</sup> Edition. Singapore, 2002. pp: 133-137.
- ◆ Página de la Comisión Nacional del Agua, México. <http://www.cna.gob.mx>. Consultada: Enero/2004.
- ◆ Página de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, México. <http://www.semarnat.gob.mx>. Consultada: Enero/2005.
- ◆ Página de matemáticas, Wolfram Research. <http://mathworld.wolfram.com>. Consultada: Febrero/2005.
- ◆ Página del Instituto Latinoamericano de la Comunicación Educativa, México. <http://redescolar.ilce.edu.mx/redescolar/proyectos/ecos/ligas/etapa3.htm>. Consultada: Enero/2005.
- ◆ Página del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México. <http://www.inegi.gob.mx>. Consultada: Noviembre/2004.
- ◆ Roden, G. I. y Groves, G. W. 1959. **Recent oceanographic investigations in the Gulf of California.** Journal of Marine Research, 1959. 18: 10-35.

- ◆ Salinas-González, F., O. Zaytsev, V. Makarov. 2003. **Formation of the thermohaline structure of water in the bahía de La Paz from summer to autumn.** *Ciencias Marinas*, **29**(1), 51-65, 2003.
- ◆ Santamaría-del-Angel, E., Alvarez-Borrego, S., Muller-Karger, F. 1994. **Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery.** *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C4: 7411-7421, April 15, 1994.
- ◆ Stewart, Robert H. 1997-2005. **Introduction to Physical Oceanography.** Department of Oceanography, Texas A&M University. Página: [http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng\\_textbook/chapter09/](http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter09/). Open Source Textbook. Consultada: Febrero/2005.
- ◆ Tolstov, Georgi P. **Fourier Series.** Ed. Dover Publications, Inc. USA, 1962.
- ◆ Zuria-Jordan, I., Alvarez-Borrego, S., Santamaría-del-Angel, E., Müller-Karger, F. 1995. **Estimación de Biomasa Fitoplanctónica, derivada de datos de satélite, frente a Baja California Sur.** *Ciencias Marinas*, **21**(3): 256-280.



## 7. Anexos

### 7.1. Ecuaciones importantes de fluidos geofísicos

Para un fluido, se define la derivada total:

$$d_t = \partial_t + u\partial_x + v\partial_y + w\partial_z$$

como la razón de cambio en el tiempo más los términos advectivos de la partícula mientras se mueve con el flujo.

En la tierra en rotación las fuerzas que actúan sobre un fluido incluyen los gradientes de presión, la gravedad, la fricción y un término producido por la rotación de la tierra: la fuerza de Coriolis. (En realidad son dos términos, ya que también está presente la fuerza centrífuga, pero es pequeña y puede despreciarse en la Tierra). Las fuerzas por unidad de volumen que actúan sobre una partícula de fluido sobre el sistema en rotación de la Tierra son:

$$\mathbf{F}_v = -\nabla p - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} - \mathbf{g}\rho + \mathbf{F}_t$$

donde  $\mathbf{F}_t$  representa fuerzas externas, principalmente el forzamiento friccional en el fondo y el esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica,  $p$  es la presión,  $\mathbf{v}$  la velocidad de la partícula,  $\mathbf{g}$  la gravedad y  $\rho$  la densidad del fluido. El término  $-2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}$ , donde  $\boldsymbol{\Omega}$  es la frecuencia de rotación de la tierra ( $7.29 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ), es la fuerza de Coriolis, la cual es debida a la rotación terrestre; se hace evidente cuando un cuerpo se mueve con respecto a la tierra. En el hemisferio norte la fuerza de Coriolis resulta en una desviación hacia la derecha mientras que en el hemisferio sur hacia la izquierda. La magnitud de esta fuerza es cero en el ecuador y máxima en los polos; actúa en ángulo recto respecto a la dirección de movimiento y depende de la velocidad de movimiento.

Si se está trabajando en escalas tales que la esfericidad terrestre puede aproximarse a un plano, la componente vertical de  $\boldsymbol{\Omega}$  a la latitud  $\phi$  es  $\Omega \sin \phi$ , y la

fuerza de Coriolis se puede escribir en términos del parámetro de Coriolis,

$f=2\Omega\text{sen}\phi$ , Para una latitud de 20°N, el valor del parámetro de Coriolis es  $f = 4.5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ .

Las fuerzas externas son transmitidas al interior (flujo de momentum) por medio de procesos turbulentos, mientras que los procesos viscosos son importantes solamente para la disipación final de la energía. Los esfuerzos turbulentos son llamados "Esfuerzos de Reynolds", y constituyen un tensor bidimensional  $\tau = \tau^{ij}$ . La fuerza neta sobre una parcela es la divergencia de este flujo de momentum  $\nabla \cdot \tau$ .

Las ecuaciones básicas incluyen una de balance de energía, la ecuación de estado y en el caso del océano una de salinidad, sin embargo, en este estudio nos basta con la de movimiento y la de conservación de masa.

$$\partial_t u + u \partial_x u + v \partial_y u + w \partial_z u + f_c w - fv = -\rho^{-1} \partial_x p + \rho^{-1} (\partial_x \tau^{xx} + \partial_y \tau^{xy} + \partial_z \tau^{xz})$$

$$\partial_t v + u \partial_x v + v \partial_y v + w \partial_z v + fu = -\rho^{-1} \partial_y p + \rho^{-1} (\partial_x \tau^{xy} + \partial_y \tau^{yy} + \partial_z \tau^{yz})$$

$$\rho(\partial_t w - f_c w) = -\partial_z p - \rho g + \partial_x \tau^{xz} + \partial_y \tau^{yz} + \partial_z \tau^{zz}$$

donde  $f = 2\Omega\text{sen}\phi$  es el parámetro de Coriolis,  $\phi$  es la latitud,  $(u,v,w)$  son las componentes de la velocidad del fluido  $v$ ,  $\rho_0$  la densidad promedio del océano ( $1027 \text{ kgm}^{-3}$ ),  $p$  la presión;  $f_c = 2\Omega\text{cos}\phi$  es despreciable. La ecuación de continuidad está dada por:

$$\partial_t \rho + \partial_x(\rho u) + \partial_y(\rho v) + \partial_z(\rho w) = 0$$

Las ecuaciones pueden simplificarse despreciando los términos alineales y suponiendo que la densidad es constante:

$$\rho(\partial_t u - fv) = -\partial_x p + \partial_x \tau^{xx} + \partial_y \tau^{xy} + \partial_z \tau^{xz}$$

$$\rho(\partial_t v + fu) = -\partial_y p + \partial_x \tau^{xy} + \partial_y \tau^{yy} + \partial_z \tau^{yz}$$

$$\rho \partial_t w = -\partial_z p - \rho g + \partial_x \tau^{xz} + \partial_y \tau^{yz} + \partial_z \tau^{zz}$$

Los términos  $\partial_z \tau^{xz}$ , etc., que representan la divergencia del flujo de momentum se pueden simplificar para el océano. Para nuestro estudio en particular, los términos más importantes son los de la divergencia en la dirección vertical, pues son los que transmiten el esfuerzo del viento al interior del fluido. Así, las ecuaciones quedan:

$$\rho_0(\partial_t u - fv) = -\partial_x p + \partial_z \tau_x$$

$$\rho_0(\partial_t v + fu) = -\partial_y p + \partial_z \tau_y$$

$$0 = -\partial_z p - \rho_0 g$$

donde también se deprecian los términos de flujo de momentum vertical, que son muy pequeños. Otra forma de escribir estas ecuaciones es hacer la parametrización de los esfuerzos turbulentos por medio de la "relación flujo-gradiente", usando el coeficiente de viscosidad turbulenta constante en la vertical  $A_z$ .

$$\partial_t u - fv = -\rho_0^{-1} \partial_x p + A_z \partial_x \partial_x u$$

$$\partial_t v + fu = -\rho_0^{-1} \partial_y p + A_z \partial_y \partial_y v$$

$$0 = -\partial_z p - \rho_0 g$$

ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA

La ecuación de continuidad se simplifica a:

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0.$$

La viscosidad turbulenta en las capas superiores es la que trasmite el momentum a las capas profundas por medio del mezclado turbulento y la extensión de su influencia vertical depende de la estratificación del océano. El coeficiente de viscosidad turbulenta,  $A_z$ , varía enormemente; va desde  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en el océano profundo hasta  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en la superficie para un mar muy agitado. En contraste, la viscosidad molecular  $\nu$  es de  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

## 7.2. Análisis Armónico

Un armónico es la función periódica más general, dada por la ecuación:

$$f(x) = A(\phi) + B \operatorname{sen}(\omega x) + C \operatorname{cos}(\omega x)$$

donde  $A$  es una función directamente relacionada con la fase,  $B$  y  $C$  forman la amplitud y  $\omega$  es la frecuencia angular (relacionada con el periodo por  $T=2\pi/\omega$ ).

Para el análisis armónico realizado en este estudio, el periodo es conocido (un año o seis meses) y se busca la amplitud y fase inicial que ajusten de la mejor manera los datos a la función sinusoidal. El ajuste se realiza por medio de una regresión por mínimos cuadrados. La medida de que tan bueno es dicho ajuste se conoce como varianza explicada; esto es, el porcentaje de los datos explicado por el ajuste.

El ajuste por mínimos cuadrados es un procedimiento matemático para encontrar la curva que mejor se ajuste a un conjunto de datos, minimizando la suma de los cuadrados de los desplazamientos verticales (residuos) de los datos respecto a la curva. Esto es:

$$R^2 = \sum [y_i - f(x_i)]^2$$

Donde  $y_i$  son los datos y  $f$  el valor de la función de ajuste (armónica, en nuestro caso). Para obtener el mínimo de esta cantidad se necesita que:

$$\delta(R^2)/\delta a_i = 0$$

Donde  $a_i$  representa cada uno de los parámetros de la función periódica.

Se obtienen así tres ecuaciones simultáneas que se resuelven para  $A$ ,  $B$  y  $C$ , para obtener la amplitud y la fase:

$$2n + B \sum \sin(\omega x_i) + C \sum \cos(\omega x_i) = \sum y_i$$

$$A \sum \sin(\omega x_i) + B \sum \sin^2(\omega x_i) + C \sum \sin(\omega x_i) \cos(\omega x_i) = \sum y_i \sin(\omega x_i)$$

$$A \sum \cos(\omega x_i) + B \sum \sin(\omega x_i) \cos(\omega x_i) + C \sum \cos^2(\omega x_i) = \sum y_i \cos(\omega x_i)$$

La varianza explicada está relacionada directamente con  $R^2$  y la cantidad de datos utilizados.

### 7.3. Coeficiente de correlación

El coeficiente de correlación es una cantidad que indica la calidad de un ajuste por mínimos cuadrados de un grupo de datos.

Si el conjunto de datos están dados por las variables  $x$  y  $y$ , para el ajuste por mínimos cuadrados se definen las cantidades:

$$SS_{xx} = \sum (x_i - \bar{x})^2 = \sum x^2 - n\bar{x}^2$$

$$SS_{yy} = \sum (y_i - \bar{y})^2 = \sum y^2 - n\bar{y}^2$$

$$SS_{xy} = \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = \sum xy - n\bar{x}\bar{y}$$

donde  $\bar{x}$  y  $\bar{y}$  son las medias de cada conjunto de datos, y  $n$  el número de datos

A partir de estas cantidades, el coeficiente de correlación está dado por:

$$r = SS_{xy} / (SS_{xx} SS_{yy})^{1/2}$$

La cantidad  $r^2$  es la proporción de  $SS_{yy}$  (la sumas cuadradas de  $y$ , relacionadas con la varianza) que el ajuste por mínimos cuadrados explica.

Para Matlab, el coeficiente de correlación es una matriz calculada a partir de otra cuyas columnas son las variables y los renglones los datos u

observaciones. La matriz de correlación se relaciona con la matriz de covarianza de la siguiente forma:

$$S(i,j) = C(i,j) / [C(i,i)C(j,j)]^{1/2}$$

donde S es la matriz de correlación y C la de covarianza.

La covarianza indica que tan fuertemente están relacionadas dos variables. Y se calcula como:

$$C(x,y) = \sum xy/n - \bar{x}\bar{y} = SS_{xy} /n$$

De esta manera el coeficiente de correlación calculado por Matlab coincide con el del coeficiente de correlación del ajuste de mínimos cuadrados.

Los valores extremos para el coeficiente de correlación son:

S = 1      relación perfecta (lineal)

S = 0      no hay relación

S = -1     antirelación perfecta

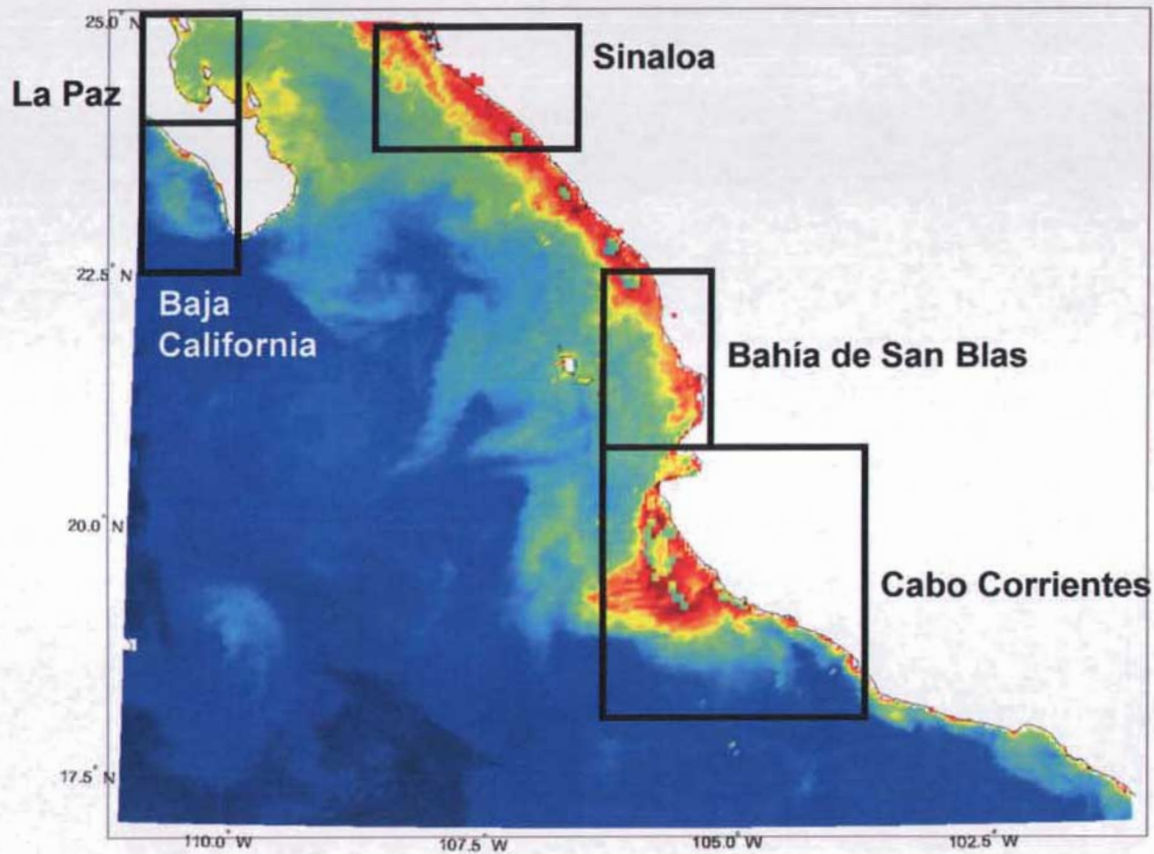


Figura 1. Región de Estudio: Entrada al Golfo de California y Cabo Corrientes, México.

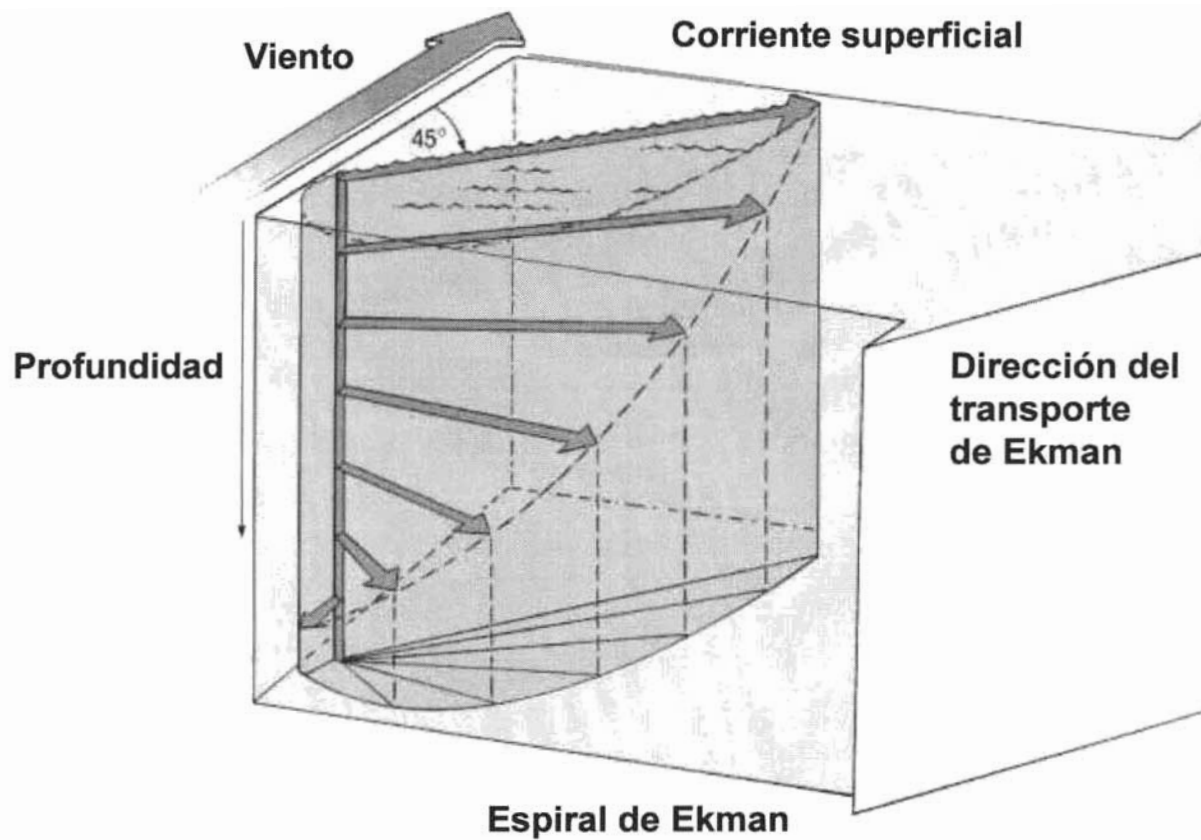


Figura 2. Transporte de Ekman.



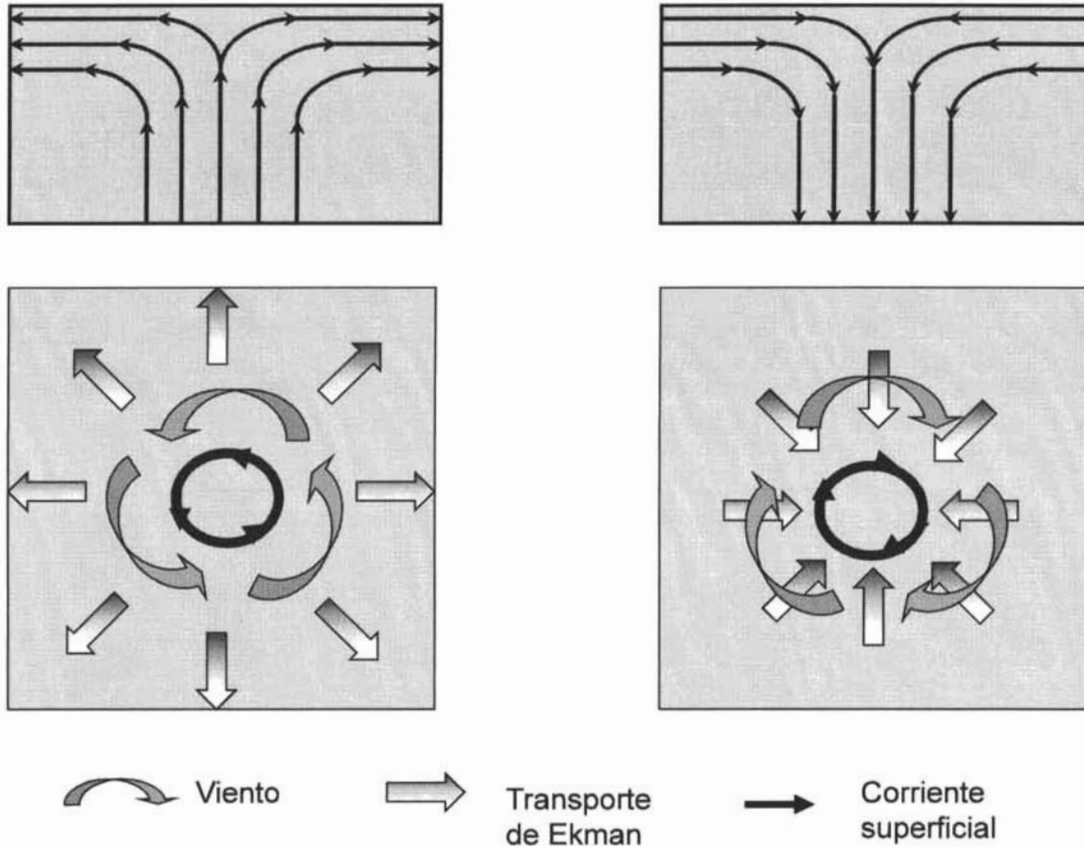


Figura 3. Bombeo de Ekman; divergencia y convergencia.

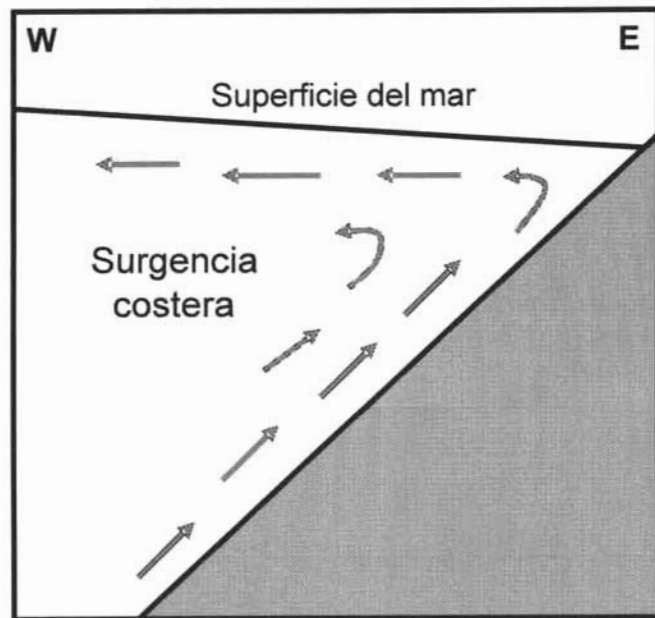
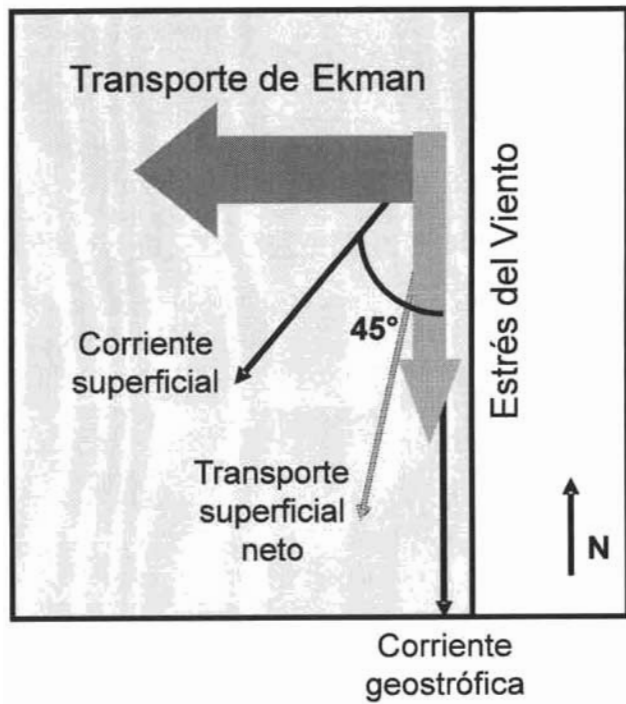


Figura 4. Surgencias costeras.

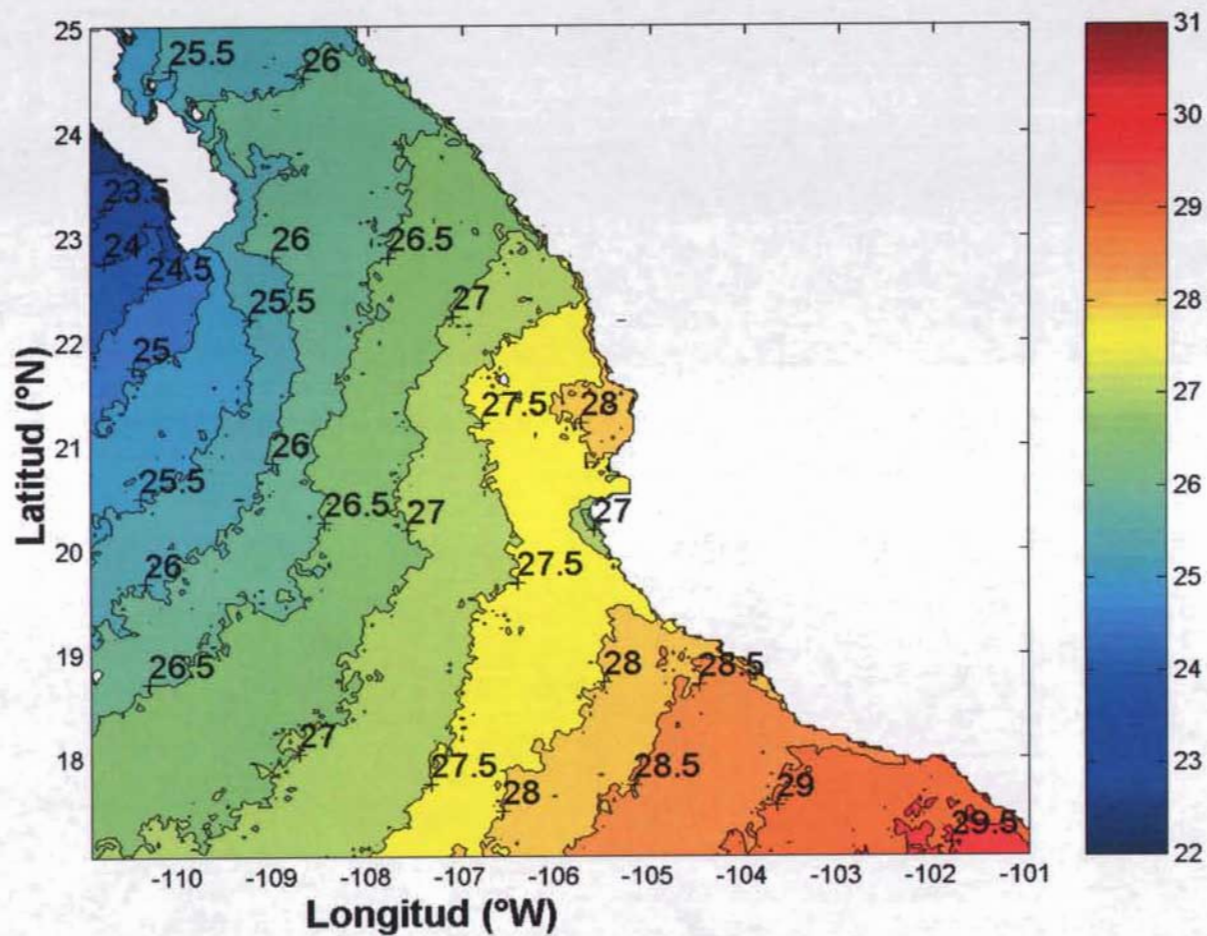


Figura 5. Media temporal de la temperatura superficial del mar.

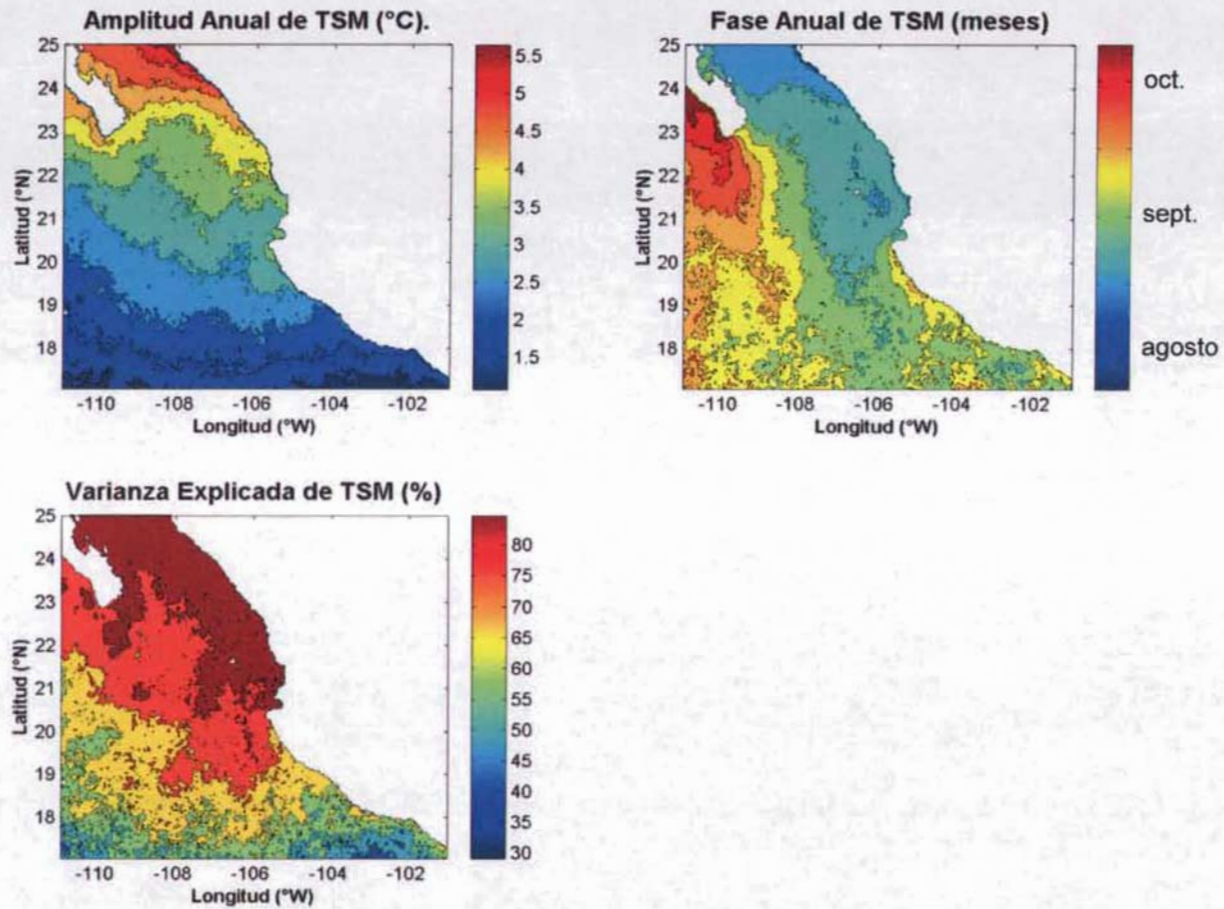


Figura 6. Amplitud, fase y varianza explicada del armónico anual de la TSM.

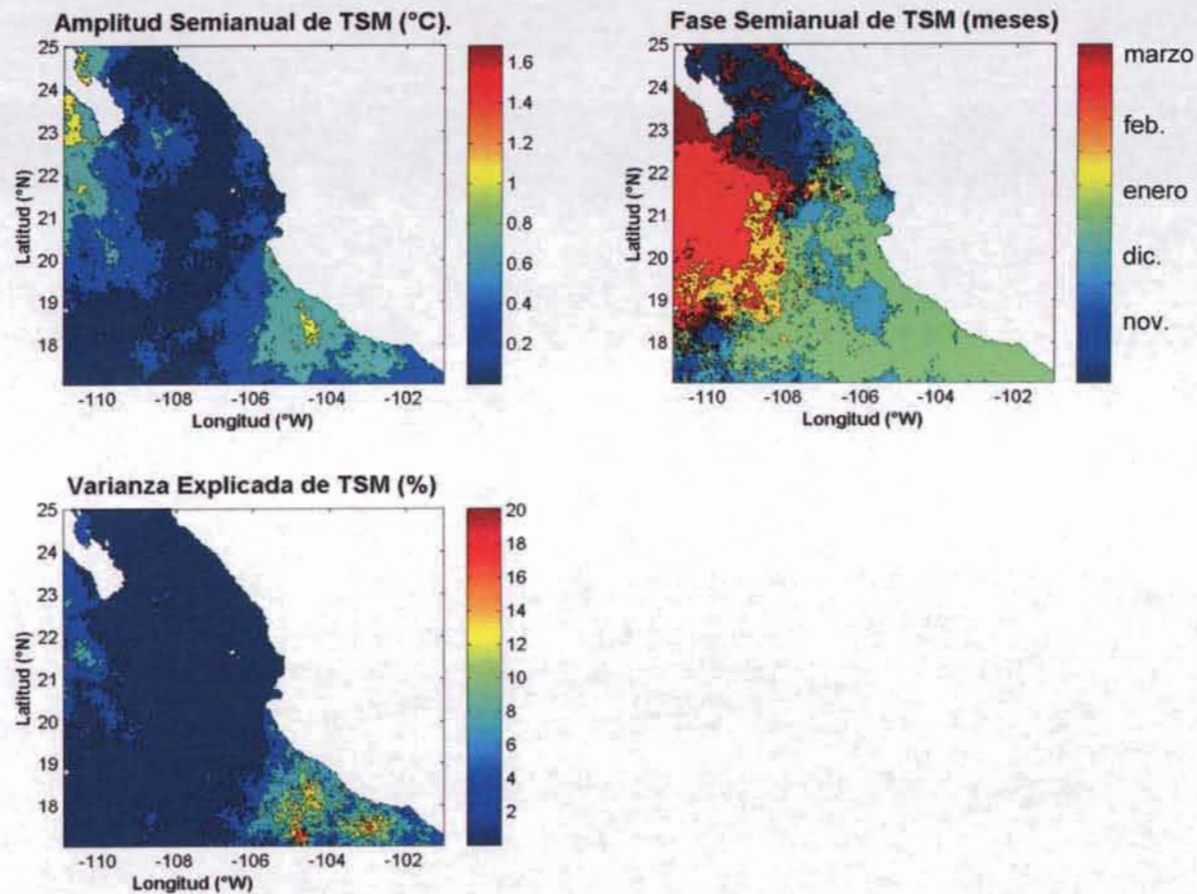


Figura 7. Amplitud, fase y varianza explicada del armónico semianual de la TSM.

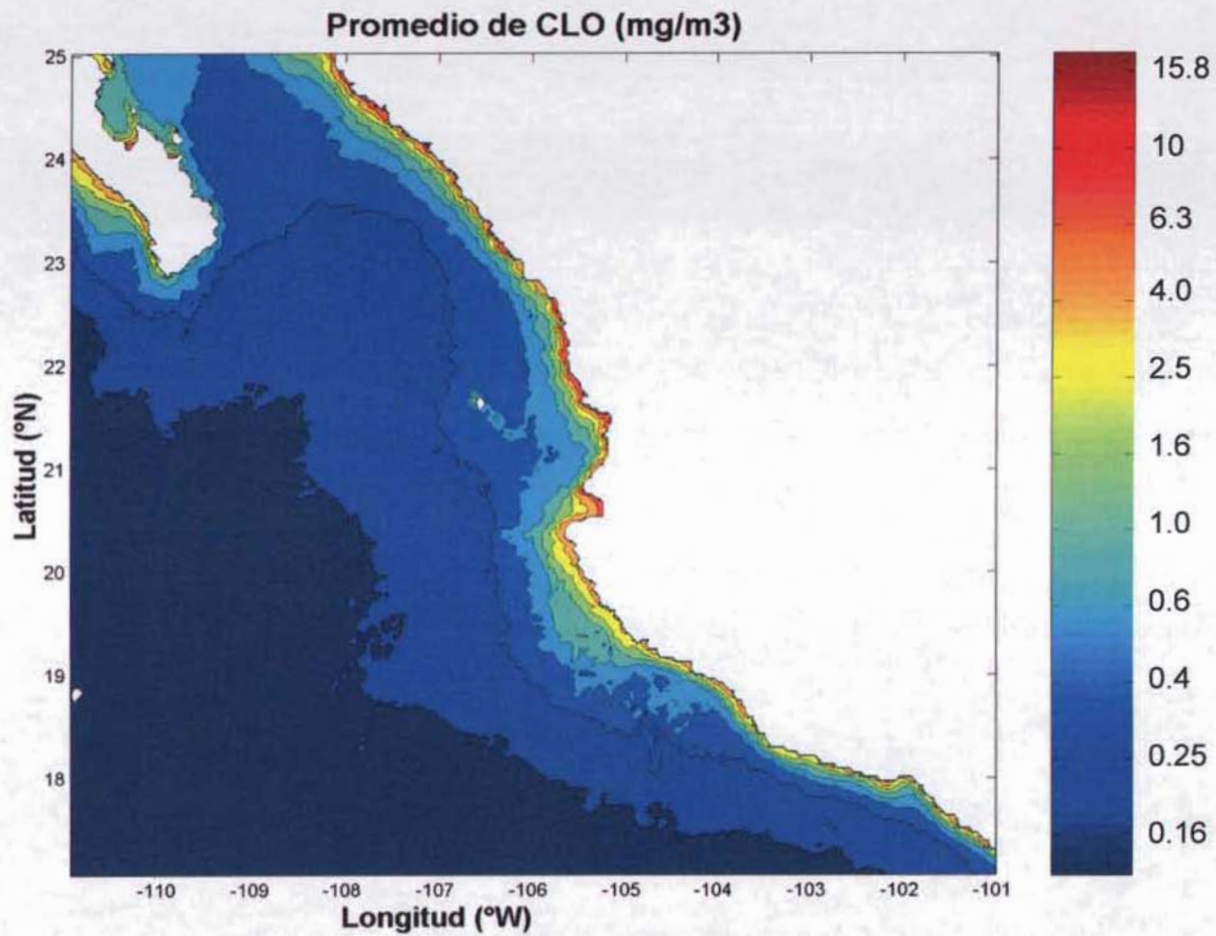


Figura 8. Media temporal de la concentración de clorofila

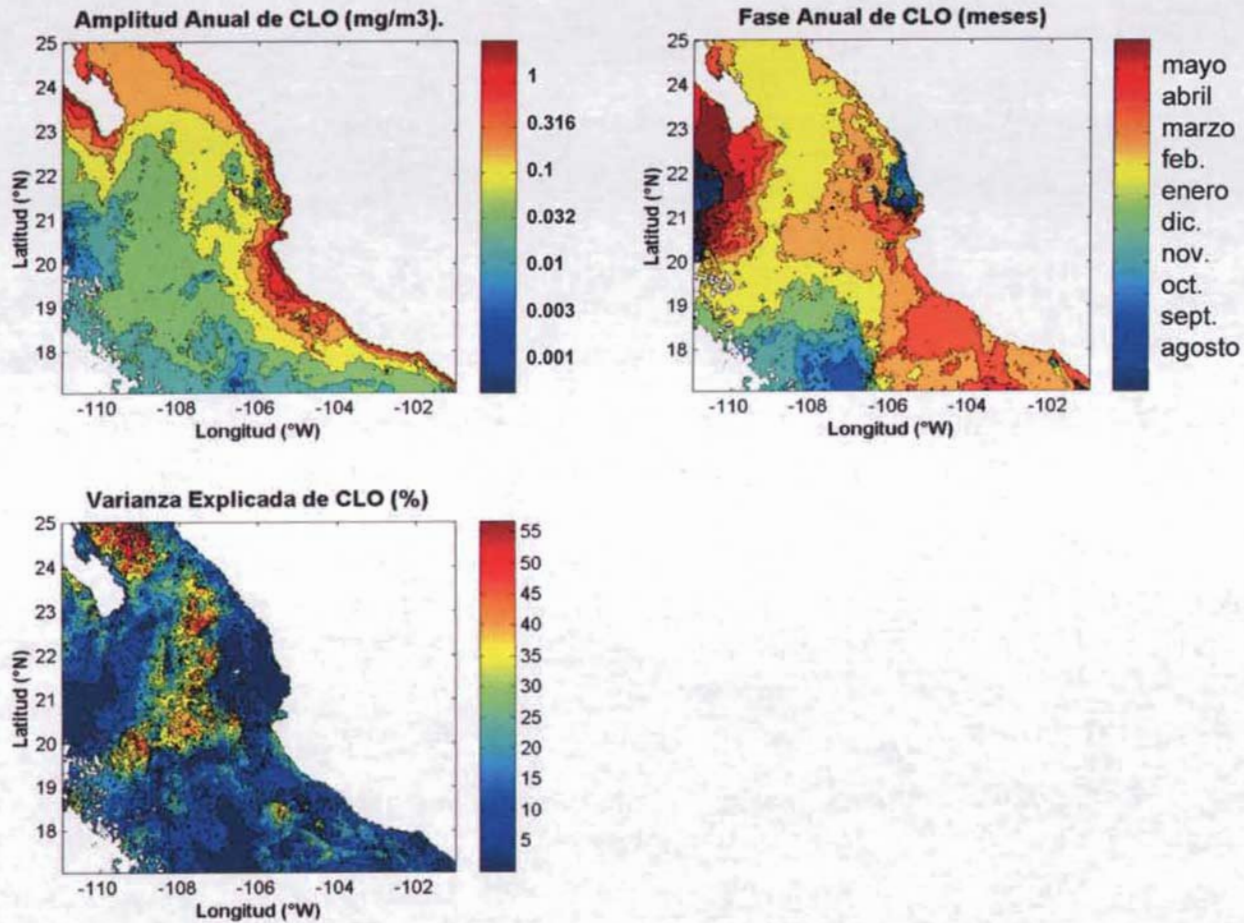


Figura 9. Amplitud, fase y varianza explicada del armónico anual de la CLO

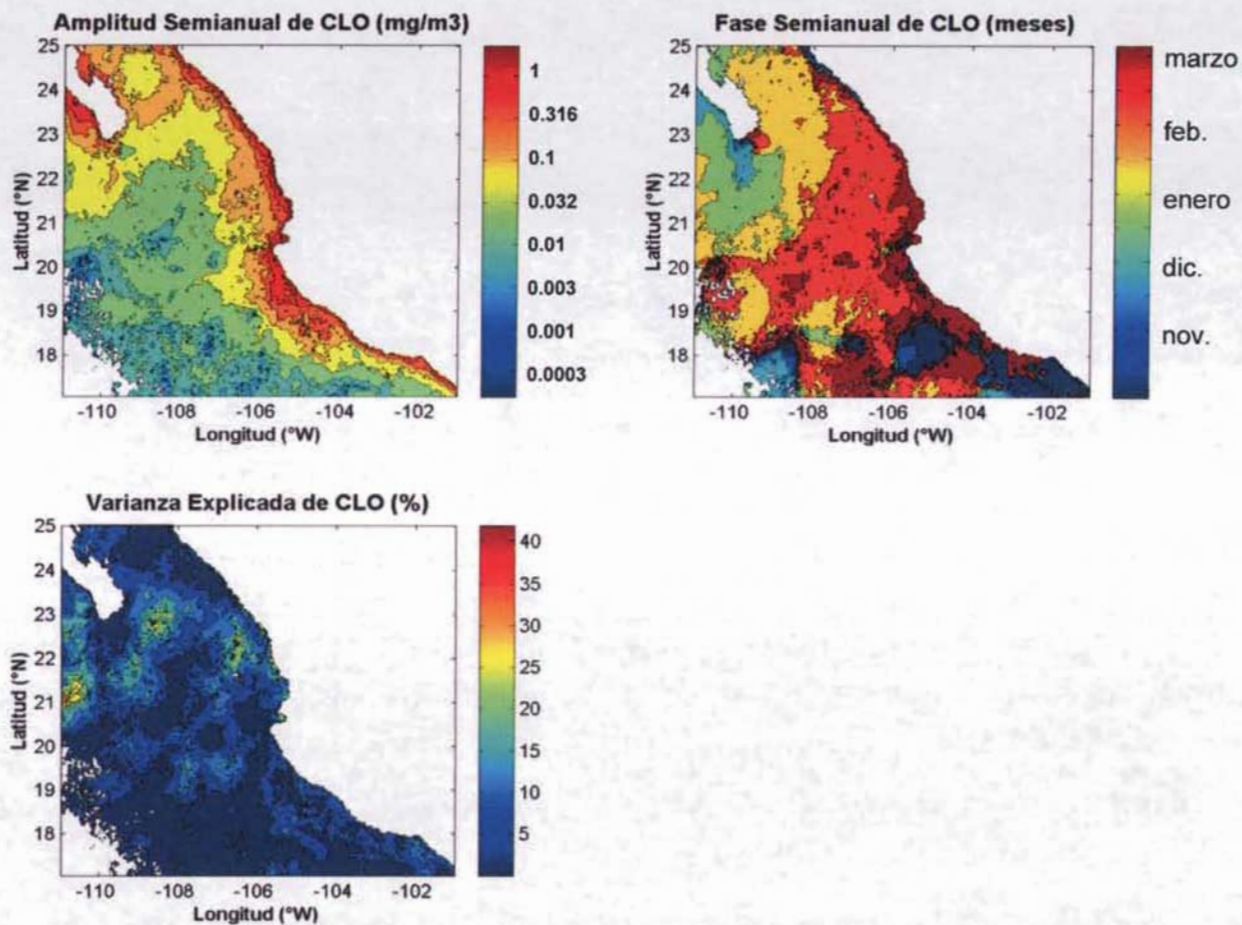


Figura 10. Amplitud, fase y varianza explicada del armónico semianual de la CLO



### Promedio del Estrés del Viento (N/m<sup>2</sup>)

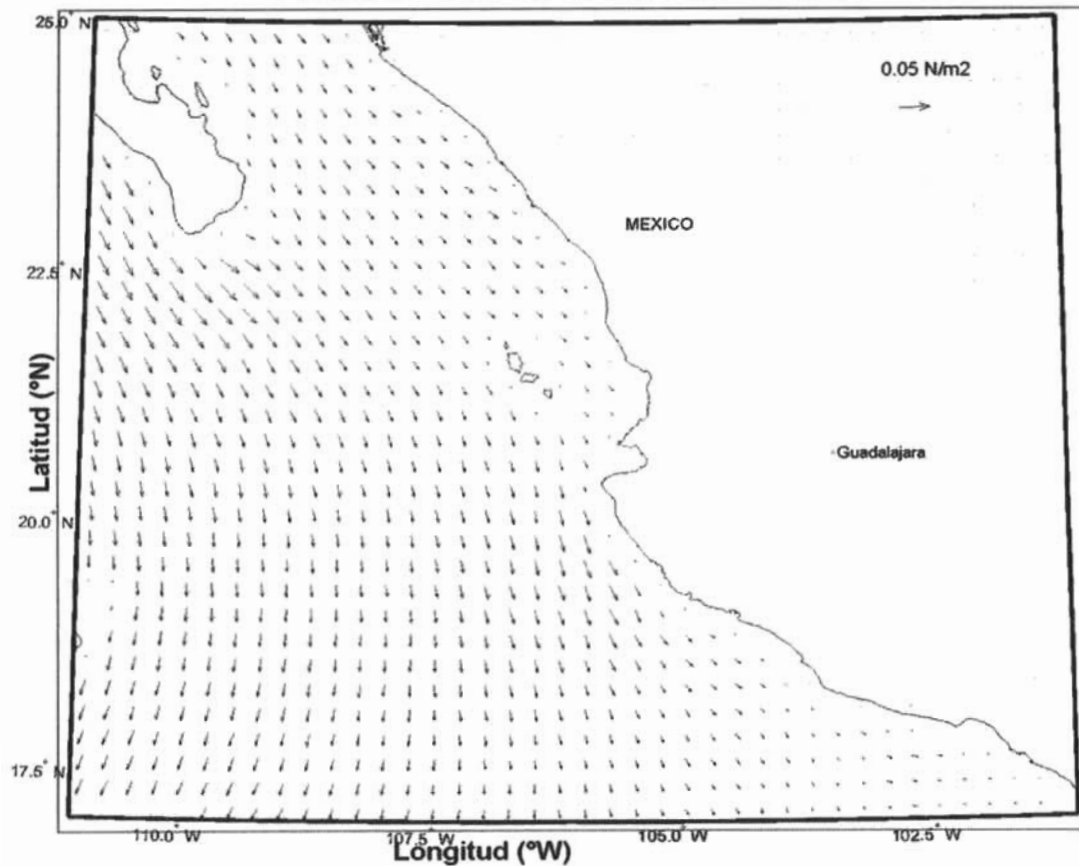


Figura 11. Media temporal del estrés del viento.

### Promedio del Estrés del Viento (N/m<sup>2</sup>)

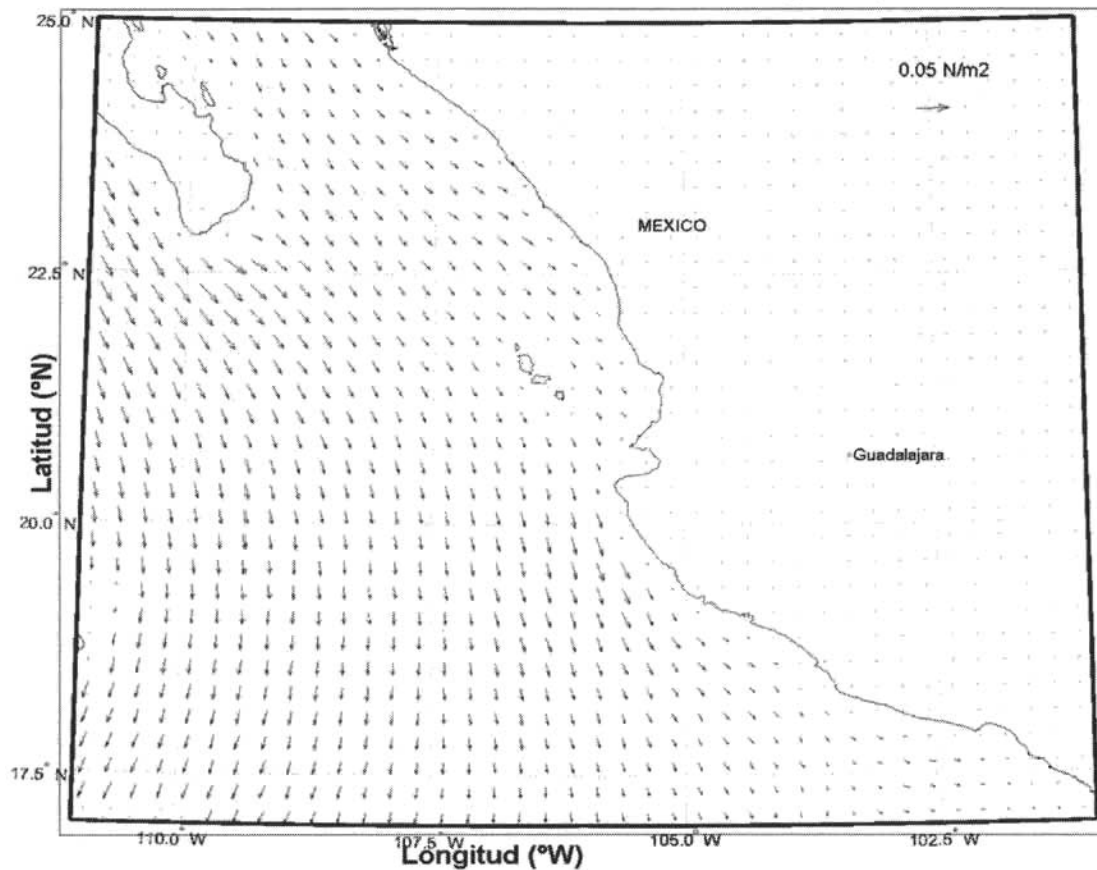


Figura 12. Estrés del viento durante un periodo de 8 días en julio de 2003.

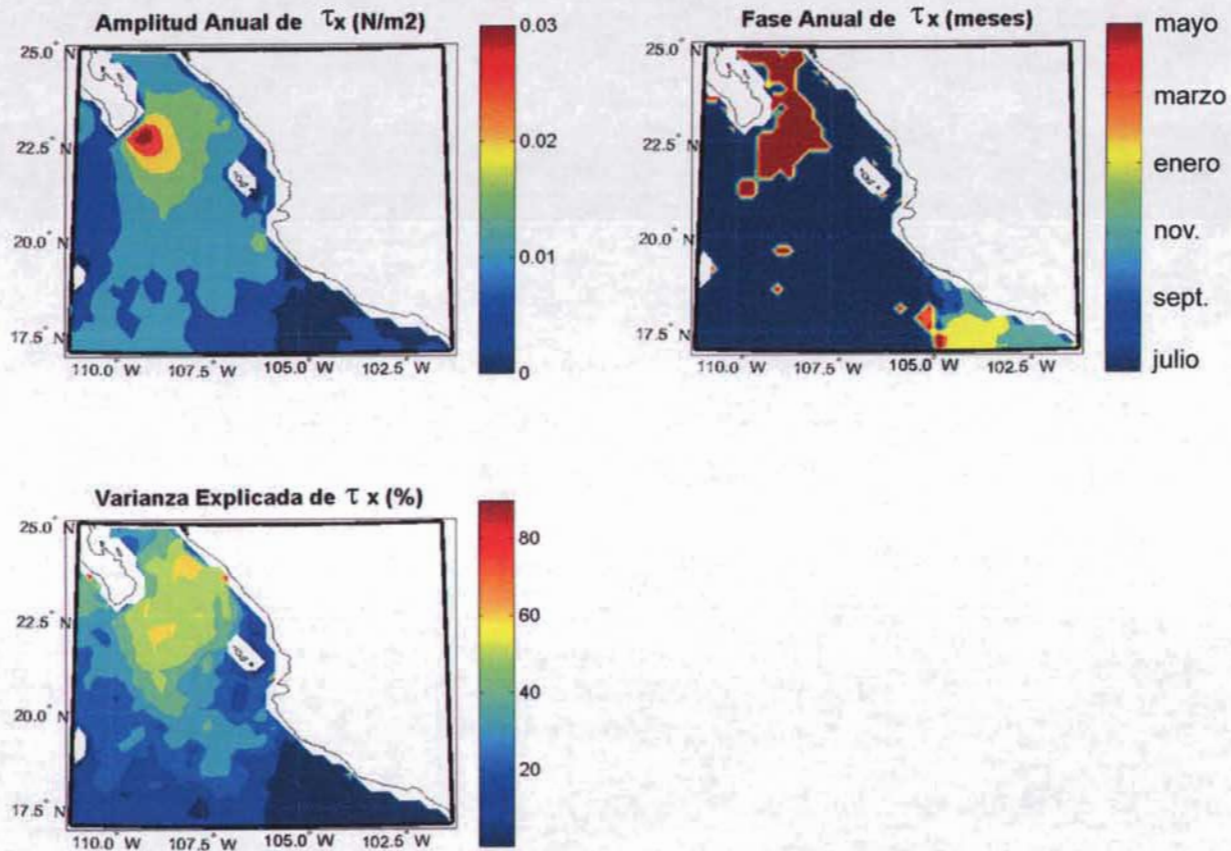


Figura 13. Amplitud, fase y varianza explicada del armónico anual del  $\tau_x$

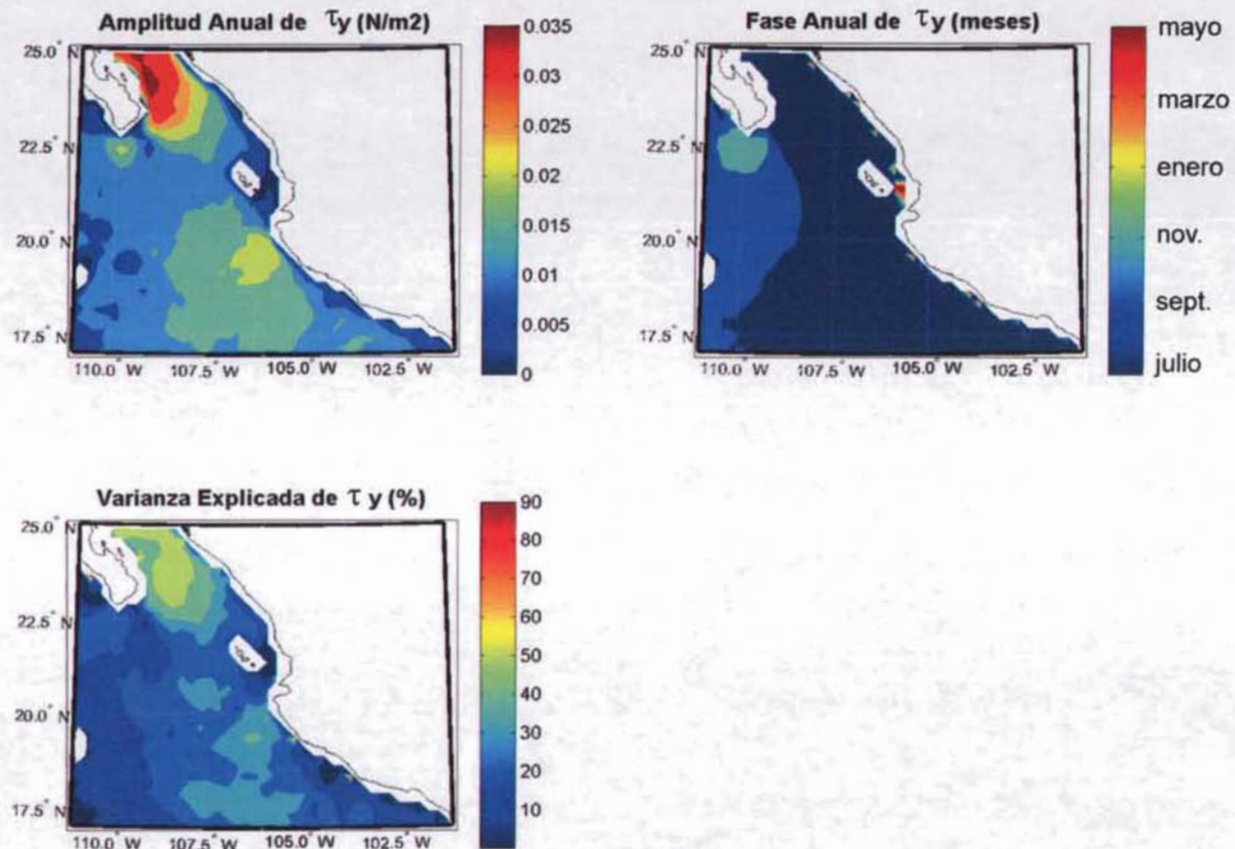


Figura 14. Amplitud, fase y varianza explicada del armónico anual del  $\tau_y$

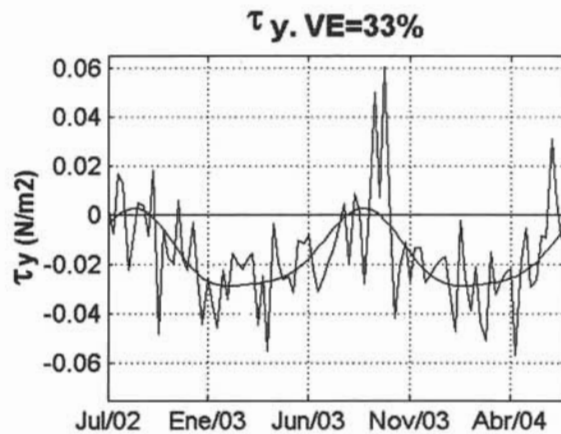
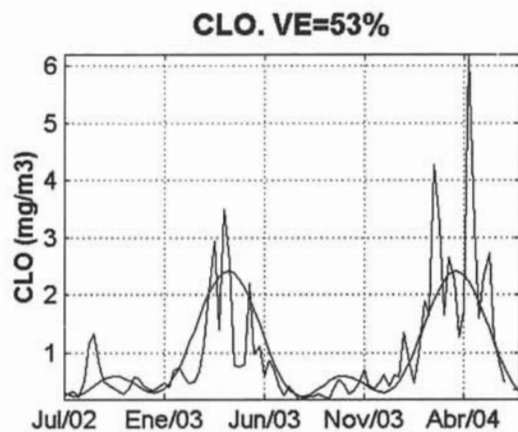
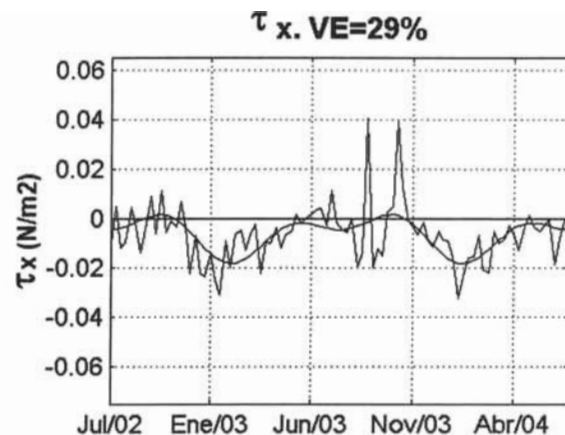
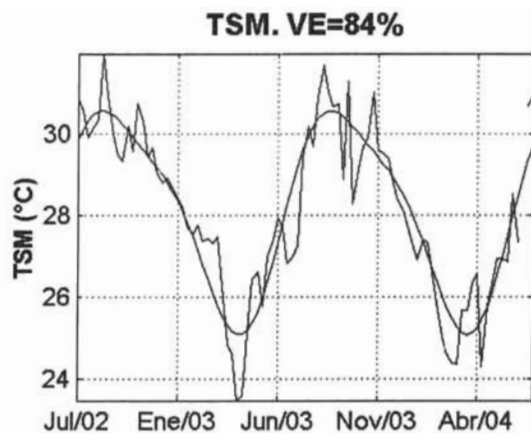


Figura 15. Series de tiempo. Región: Cabo Corrientes

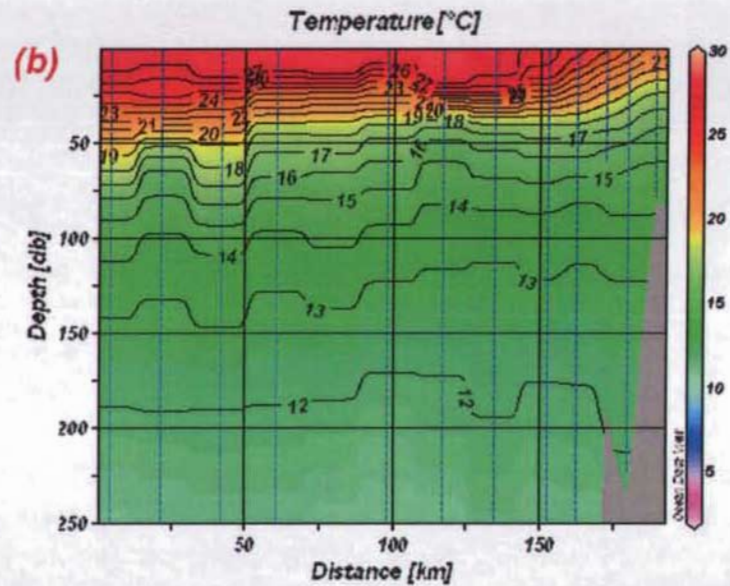
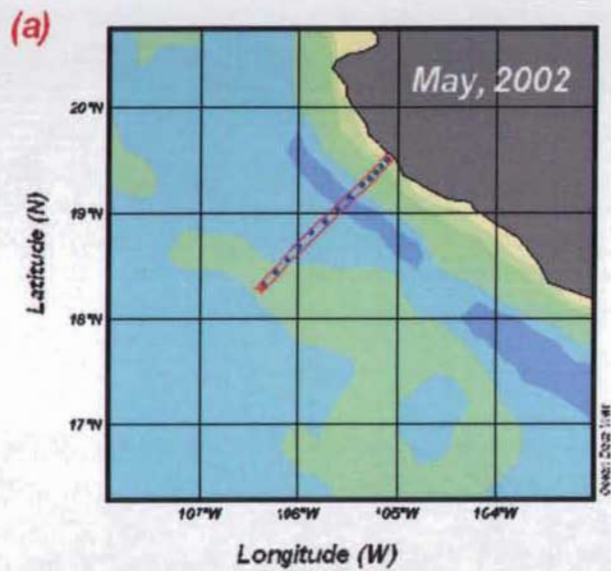


Figura 16. Distribución de las termoclinas para la región de Cabo Corrientes

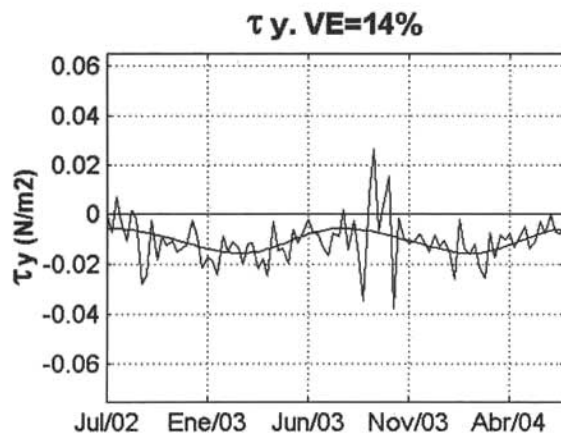
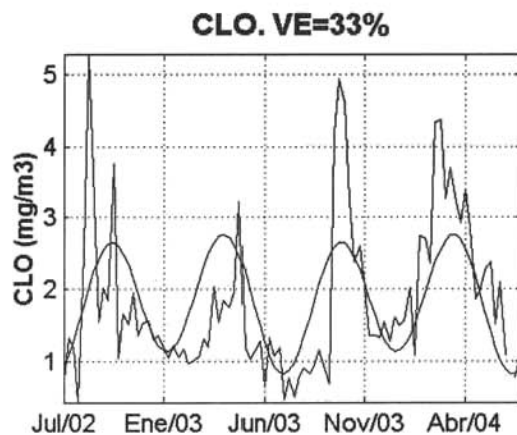
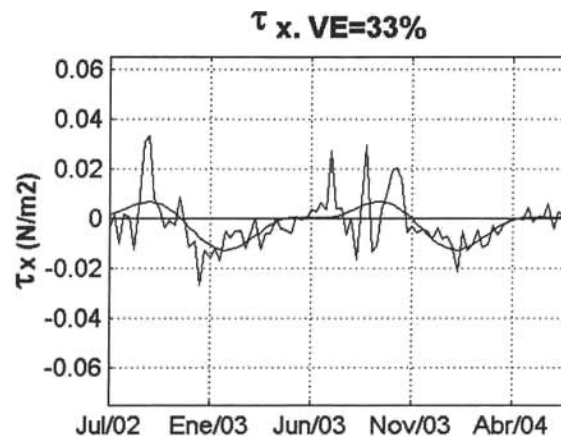
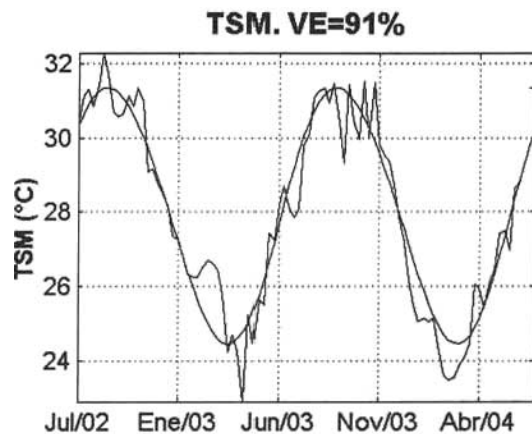


Figura 17. Series de tiempo. Región: Bahía de San Blas

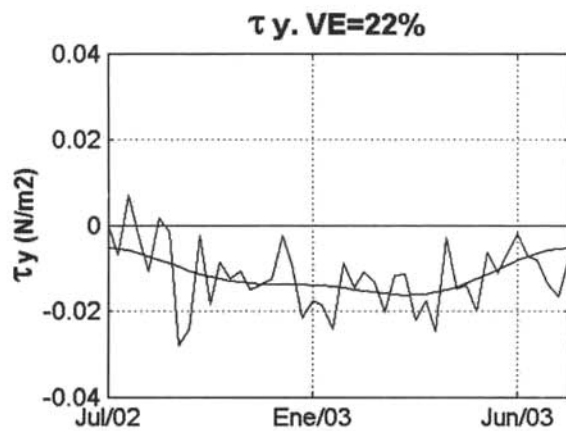
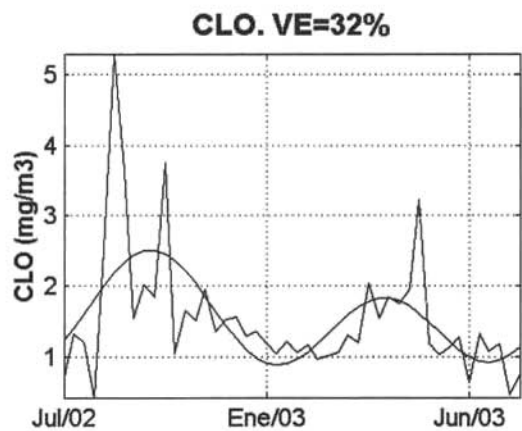
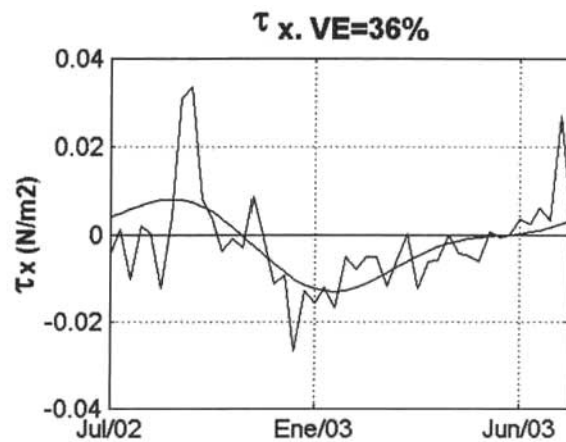
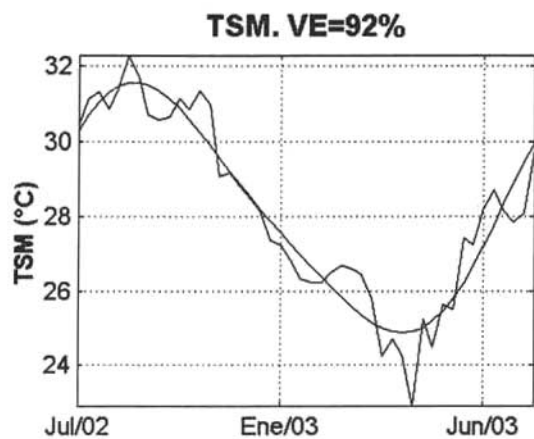


Figura 18. Series de tiempo. Región: Bahía de San Blas; Año: 1.



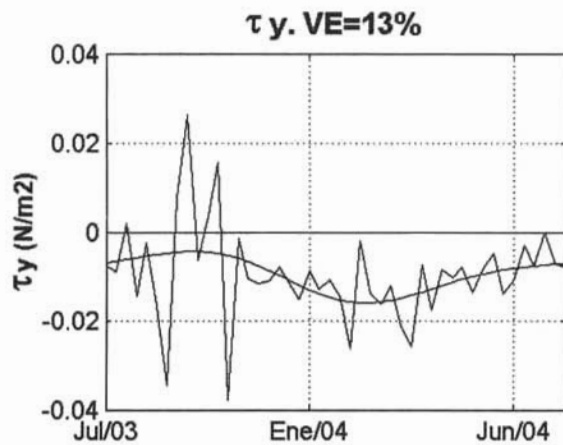
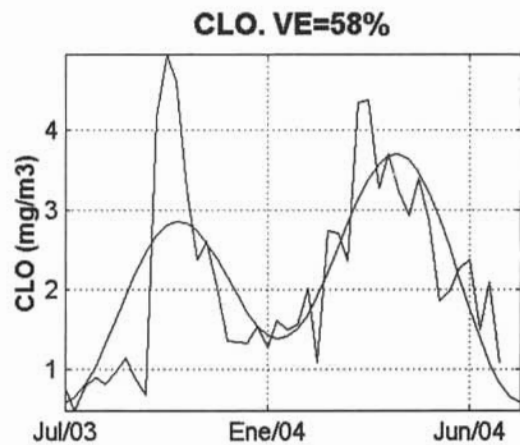
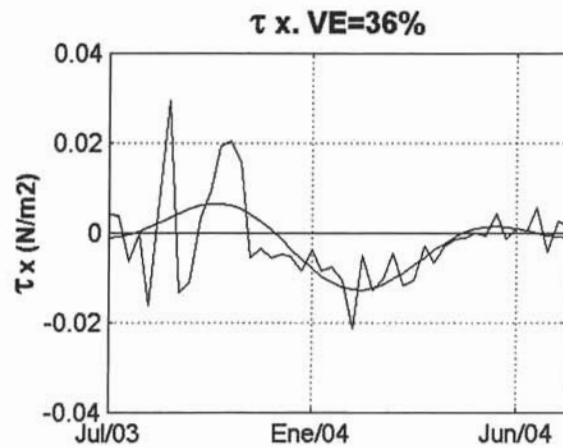
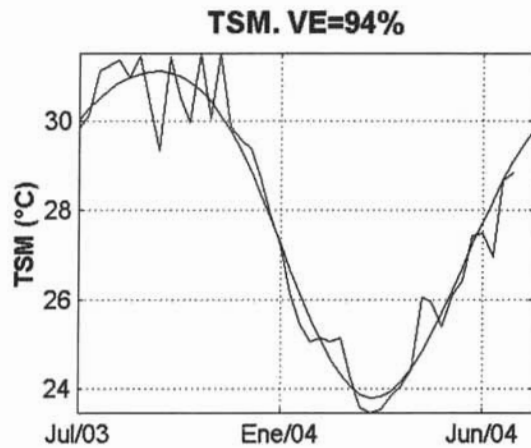


Figura 19. Series de tiempo. Región: Bahía de San Blas; Año: 2.

### Precipitación mensual, Nayarit

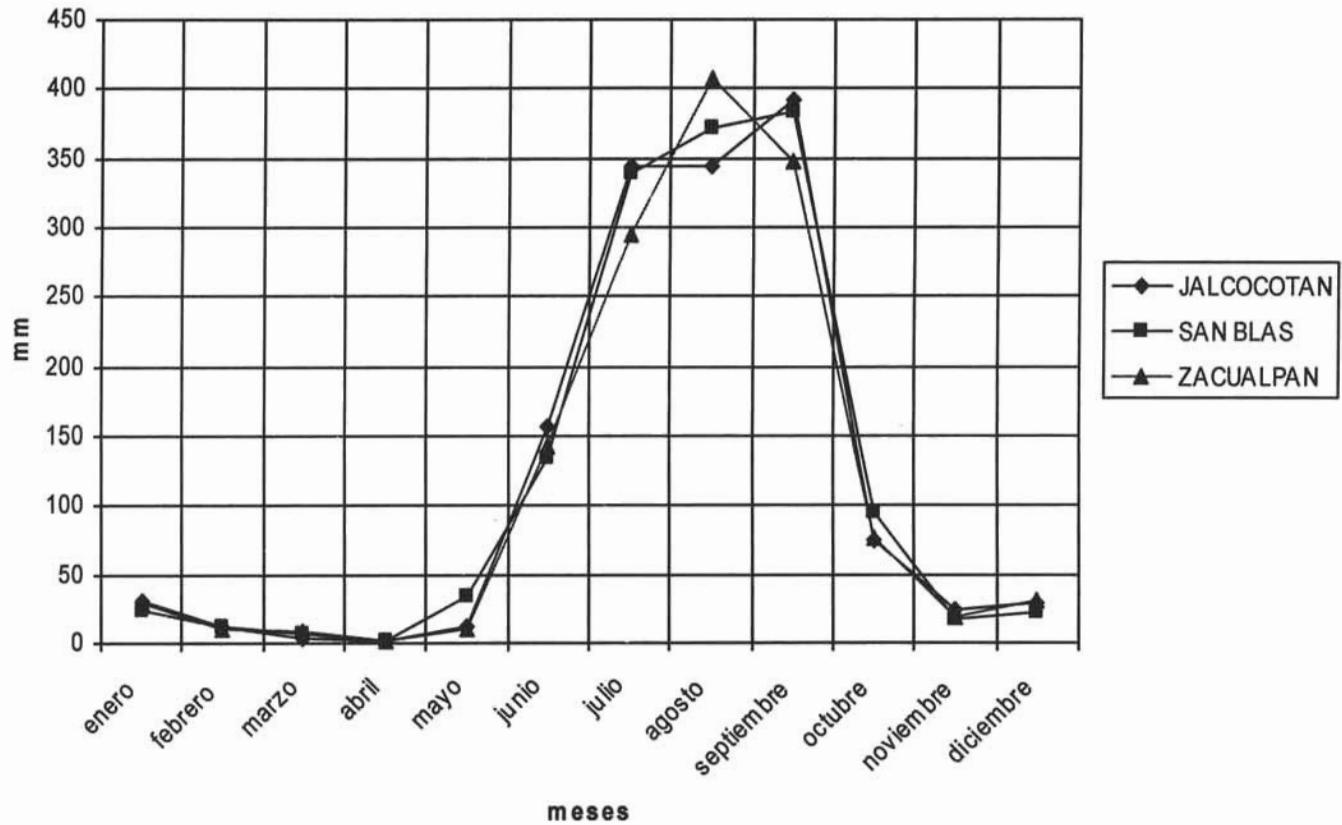


Figura 20. Precipitación en la región de Bahía de San Blas

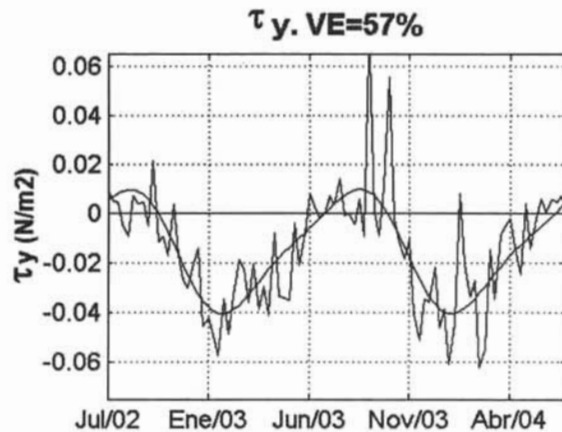
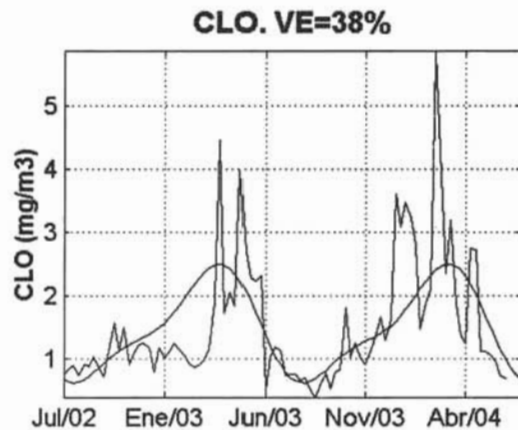
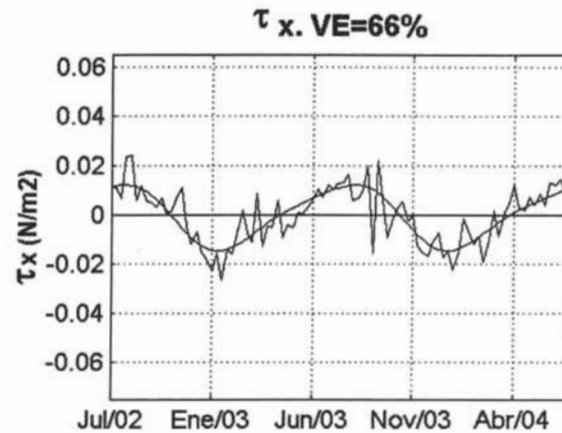
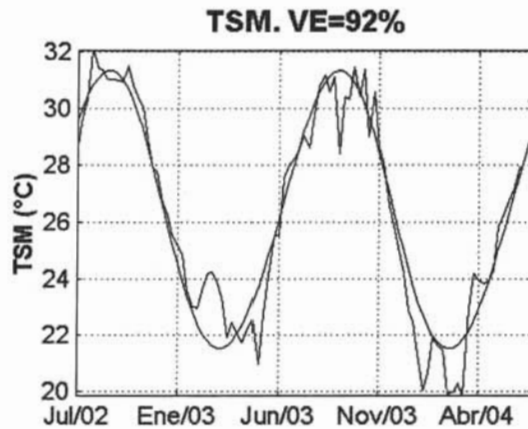


Figura 21. Series de tiempo. Región: Sinaloa

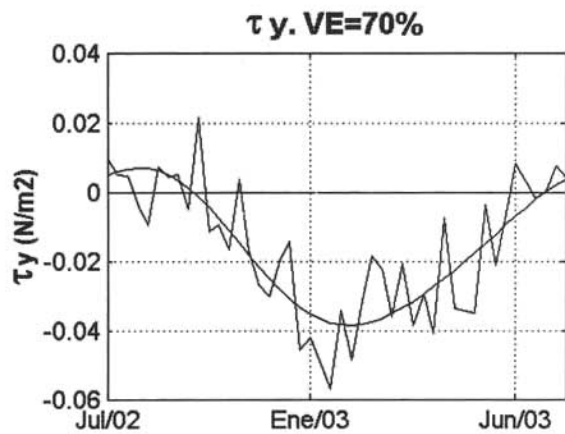
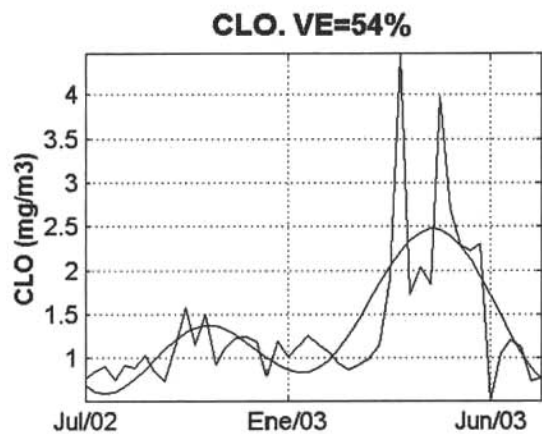
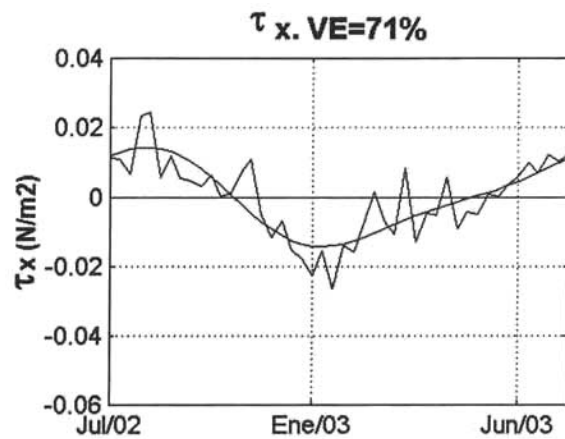
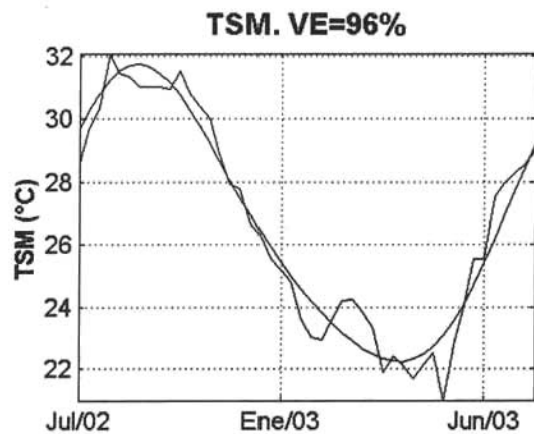


Figura 22. Series de tiempo. Región: Sinaloa; Año: 1.

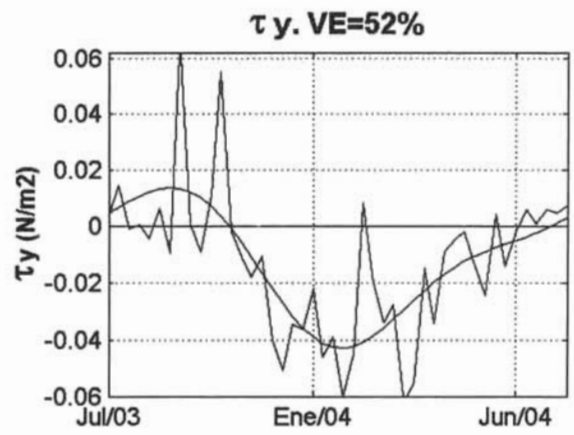
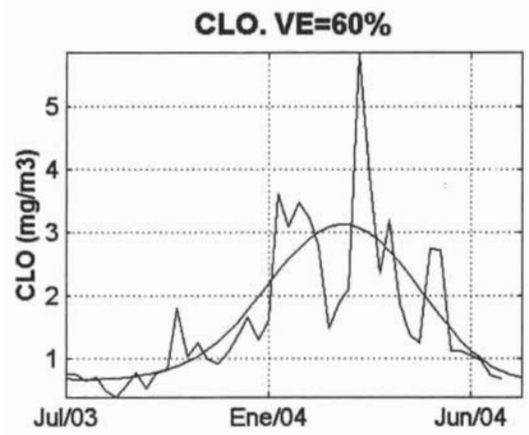
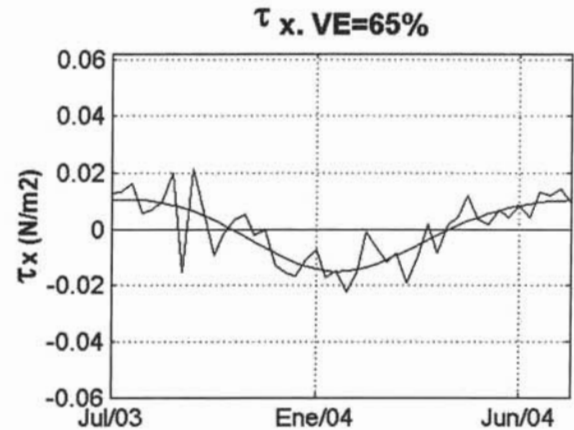
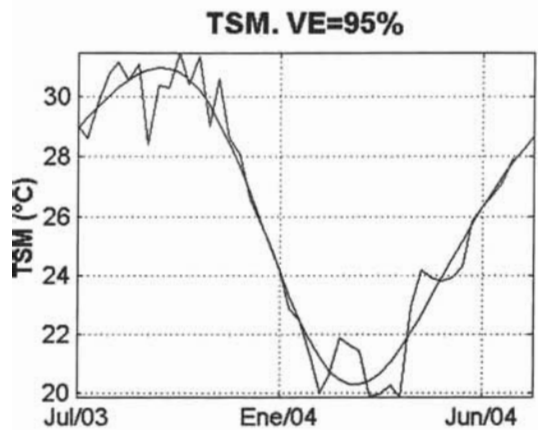


Figura 23. Series de tiempo. Región: Sinaloa; Año: 2.

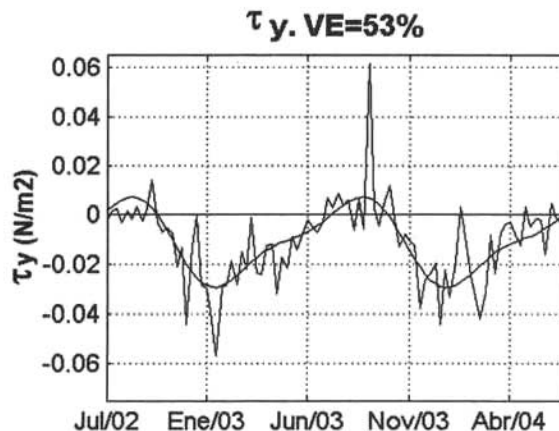
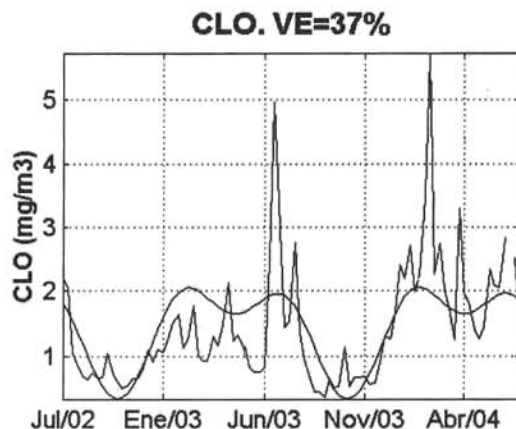
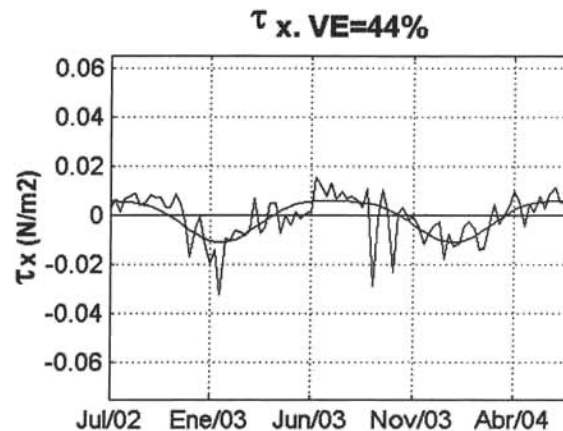
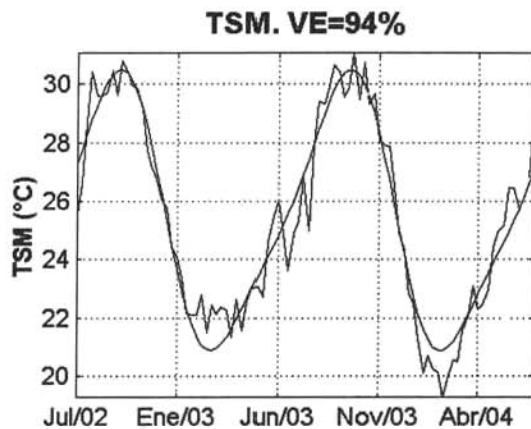


Figura 24. Series de tiempo. Región: La Paz

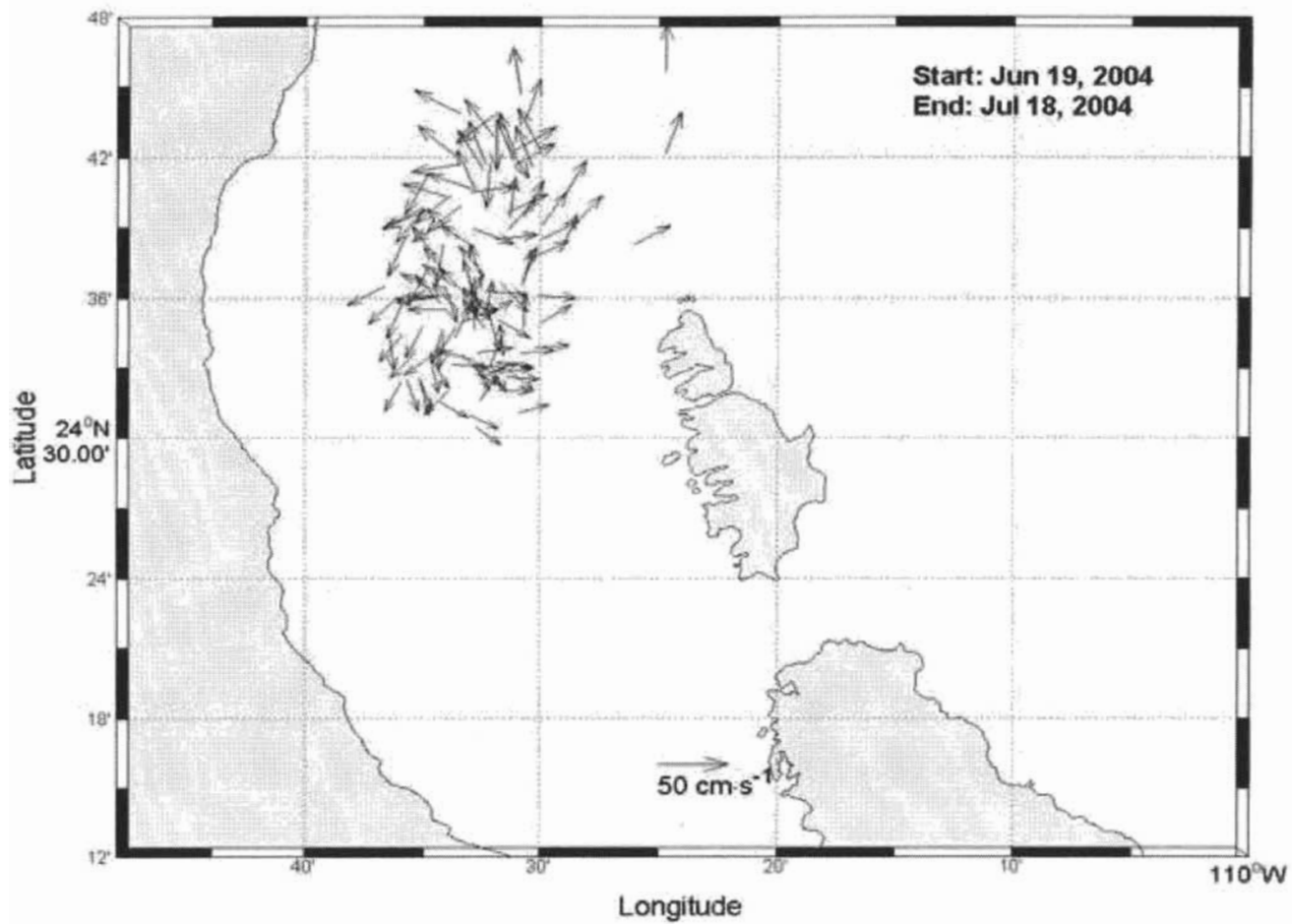


Figura 25. Campo de velocidades para un derivador en Bahía de La Paz