

TESIS DEFENDIDA POR  
**Jushiro Carlos Adolfo Cepeda Morales**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

Dr. Gilberto Gaxiola Castro  
*Co-director del Comité*

---

Dr. Emilio José Beier Martín  
*Co-director del Comité*

---

Dr. Ricardo M. Letelier  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Ernesto García Mendoza  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Rubén Castro Valdez  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Axayacatl Rocha Olivares  
*Coordinador del programa de posgrado  
en Ecología Marina*

---

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales  
*Director de Estudios de Posgrado*

Mayo de 2010

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN ECOLOGIA MARINA**

---

**Respuesta de los productores primarios a algunos procesos dinámicos en la región de  
transición del Pacífico oriental tropical mexicano.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

**JUSHIRO CARLOS ADOLFO CEPEDA MORALES**

Ensenada, Baja California, México, mayo del 2010

**RESUMEN** de la tesis de **Jushiro Carlos Adolfo Cepeda Morales**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado DOCTOR EN CIENCIAS en Ecología Marina. Ensenada, Baja California. Mayo, 2010.

**Respuesta de los productores primarios a algunos procesos dinámicos en la región de transición del Pacífico oriental tropical mexicano.**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Gilberto Gaxiola Castro  
Co-Director

---

Dr. Emilio José Beier Martín  
Co-Director

**Resumen:**

En el Pacífico Oriental tropical frente a las costas de México, donde se presenta una zona mínima de oxígeno con valores bajos de oxígeno disuelto ( $\leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) y cercana a la superficie ( $\sim 60$  m), se estudió la distribución espacial de clorofila (*Cl-a*) y productividad primaria integrada ( $PP_{\text{int}}$ ) asociada con el ambiente físico-químico. La distribución espacial del inicio de la zona mínima de oxígeno (IZMO) varió entre 60 a 200 m y se ubicó por debajo (pero cercano) a la piconclina ( $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$ ) y del máximo sub-superficial de *Cl-a*. Las variaciones temporales de la zona mínima de oxígeno fueron asociadas principalmente al ciclo estacional de la piconclina y los remolinos de mesoescala, procesos que elevan (hunden) las isopícnas y las acercan (alejan) a la superficie. La advección de Agua de la Corriente de California profundizó el IZMO mientras que Agua Subsuperficial Subtropical advectada por la Corriente Costera Mexicana lo acercó a la superficie. El análisis de series de tiempo de imágenes mensual de clorofila satelital del sensor SeaWiFS (1997-2007) demostró que las variaciones estacionales de clorofila satelital están asociadas con la variabilidad en las respectivas anomalías estacionales del nivel que varía de una fase ciclónica en la circulación superficial en primavera-verano (alta clorofila) a una anticiclónica en invierno-otoño (baja clorofila). La variabilidad de mesoescala de la *Cl-a* estuvo asociada a la presencia de remolinos ciclónicos (anticiclónicos) que elevaron (profundizaron) la piconclina y modifican la concentración de nutrientes. En la base de la zona eufótica sobre la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  se encontró un segundo máximo de fluorescencia asociado a condiciones de hipoxia. La asociación del segundo máximo con el campo de densidad hizo posible identificar la influencia de remolinos de mesoescala, surgencias costera y advección de agua. Con la elevación (profundización) de la piconclina se observó el aumento (disminución) de la  $PP_{\text{int}}$ , sin embargo bajo condiciones oligotróficas (agosto) se midieron también valores altos de  $PP_{\text{int}}$  lo cual fue asociado a una respuesta de la comunidad presente posiblemente por la dominancia de picoplancton.

**Palabras Clave:** Productividad primaria, clorofila, procesos dinámicos.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **Jushiro Carlos Adolfo Cepeda Morales** as a partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in Marine Ecology. Ensenada, Baja California, May, 2010.

**Phytoplankton production response to dynamics processes in the  
Tropical Pacific Ocean off Mexico**

**Abstract:**

In the Eastern Tropical Pacific off Mexico where the oxygen minimum zone is present with low values ( $\leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) and close to the surface ( $\sim 60$  m depth), we have studied the spatial distribution of chlorophyll (*Chl-a*) and the integrated Primary Productivity ( $\text{PP}_{\text{int}}$ ), associated with the physico-chemistry environment. The spatial distribution of the beginning of oxygen minimum zone varied from 60 to 200 m and was located under (but close) the pycnocline ( $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$ ) and the subsurface *Chl-a* maximum. The temporal oscillation of the oxygen minimum zone was mainly due to the seasonal variations of the pycnocline, and meso-scale eddies processes which move up and down the isopycnals. The advection of California Current Waters moved downward the beginning of oxygen minimum zone meanwhile the advection of Subtropical Subsurface Waters carry by the Mexican Coastal Current moved the beginning of oxygen minimum zone toward the surface. The time-series analyses of monthly chlorophyll imagery from the Sea Viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS) showed that seasonal variations of chlorophyll are associated with the corresponding seasonal variations of the sea surface height which vary from a cyclonic phase of circulation during winter-spring to an anticyclonic phase during summer and fall. Meso-scale variability was associated to cyclonic (anticyclonic) eddies which move up (down) the pycnocline increasing (decreasing) the nutrients availability. At the bottom of the euphotic zone near the isopycnal of  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  we found a second fluorescence maximum associated to hypoxia conditions. The correlation between the second fluorescence maximum with the density fields belong us to detect the strong influence of eddies, upwelling and advection in the spatial and temporal distribution of the second fluorescence maximum. Also, when the pycnocline moved up (down) we have observed an increase (decrease) of the primary productivity, but under oligotrophic conditions (august) we have also observed high values of primary productivity which we have attributed to the phytoplankton community, probably picoplankton.

**Keywords:** Primary productivity, chlorophyll, dynamic processes.

## ***Dedicatorias...***

Esta es casi la última parte que escribo en este documento y aún me pregunto *A quien debo dedicar todo este trabajo, que más que un trabajo es un estilo de vida...?*

No me mal interpreten, este producto no es sólo el resultado de mi esfuerzo, no soy tan arrogante...

Definitivamente quiero dedicar este trabajo a *mi amada familia...*

### **Mi familia de sangre**

A mis padres Daniel y Nancy, quienes con amor y paciencia forjaron los cimientos de mi persona donde la vida construyo lo que ahora soy.

A la Zoila (mi abuela) quien siempre caminó por la vida con una sonrisa y ganas de hacer las cosas, al menos heredé las ganas. Su nombre merece quedar impreso y este, pienso es un buen lugar.

### **Y a mi familia del camino...**

A todos mis queridos amigos que con gusto llamo mis hermanos, quienes me han acompañado en estos años llenando mi vida de bellos momentos y que han hecho de este viaje una hermosa historia que ralla en lo mítico.

No saben lo inmensamente agradecido que estoy por haber tenido el honor de compartir esta historia con ustedes. Nunca dejaron que me rindiera, no estaría escribiendo estas letras de no haber sido por todos ustedes.

Entonces les puedo decir que terminamos con mucha satisfacción lo que una vez empezamos con tantas dudas...

## *Agradecimientos*

Debo empezar con mis Codirectores quienes no solo se preocuparon de entregarme las herramientas académicas de la manera más íntegra que pudieron, además se esforzaron en mi formación como profesional con fuertes bases éticas. Mis más profundos agradecimientos al Dr. Gilberto Gaxiola y al Dr. Emilio Beier.

Mis más profundos agradecimientos a los miembros del comité revisor de mi trabajo de tesis, quienes fueron la luz de guía en los momentos más nublados de mi trabajo. Al Dr. Ernesto García, Dr. Ricardo Letelier y al Dr. Rubén Castro. Este comité no estaría completo si no incluyo al Dr. Miguel Lavín, quien contribuyó enormemente a mi formación como investigador.

Al CONACYT, que a través de diferentes becas permitió que realizara mis estudios de posgrado, al proyecto Dinámica, termodinámica y producción primaria de la Corriente Costera Mexicana, financiado por CONACYT (SEP-2003-C02-42941/A-1).

Al Posgrado en Ecología Marina que a través del CPP brindo su apoyo a lo largo de mi estancia en el programa y por la beca de manutención en el periodo final de mi trabajo de tesis. De igual manera debo agradecer al Depto. de Oceanografía Biológica dirigido por el Dr. Tim Baumgarner por su apoyo económico en los últimos meses de mi trabajo de tesis.

No puedo dejar de agradecer el apoyo a la Sra. Julieta Castro quien es un ejemplo de dedicación y de alta capacidad de servicio. Además a todo el personal administrativo de la División de Oceanología.

A los tripulantes del B/O Francisco de Ulloa, quienes forman parte fundamental del trabajo de investigación que desarrollamos, en especial el Julio (el Cocinero).

Dentro del posgrado hay muchas investigadores que marcan la diferencia cuando se trata no solo de trabajo de alto nivel sino también referente a la calidad humana con que tratan a cada nueva generación, a los Doctores (as): Sharon, Berta, Axa, Neto, Oscar, Rubén Lara, Juan Carlos Herguera. Muchas gracias

De las veces que tuve que preguntar y siempre encontré una buena respuesta debo mencionar al Dr. Helmut y Dr. Saúl, quienes siempre tuvieron un tiempo para una pregunta.

Hay una gran lista de personas a las que no puedo dejar de mencionar, no tengo palabras que expresen el profundo agradecimiento que tengo con ellos por el gran apoyo que siempre me brindaron, entre ellos se encuentran: Sandra, Daffne, Audrey, Magno, Giuliana, Karmen Bazan, Tiago, Omar, Emilio Inda, Lucho, José Luis, Marco y Martín.

A los Gilo's Boys, que en su tiempo fuimos mucho: Leticia, Elsa, José Luis, Marco, Ramón, Beny y Martín (lo mejor va al final compadre no se me aguite).

A las Familias conformadas por: Pia y Lucho, Lulu y Jose Luis, Xila y Gilo, Rebeca y Emilio, Lorena y Reginaldo, quienes siempre me ofrecieron su apoyo y velaron por mi bienestar. Agradezco al creador por haberlos puesto en mi camino o yo de estar en el suyo.

CONGAL, acrónimo de Conocimientos Algaes, que ya es un organismo casi autónomo. Han sido varias generaciones de Congaleros a los que debo agradecer su apoyo y capacidad crítica que contribuyo enormemente en darle forma a mi trabajo de tesis, entre ellos debo mencionar a: Nadine, Silvana, Ivonne, José Luis y Ernesto. A la nueva generación que es un grupo bastante heterogéneo les voy a dar un gran gracias por mantener el espíritu del CONGAL.

Quien mejor que Víctor Godínez para entender lo que es tener a muchos jefes y ser uno el nivel más bajo en la cadena de mando, a mi estimado colega, coautor y amigo muchas gracias por estar ahí compartiendo el peso de todo esta montaña de datos y de jefes exigentes.

Compartir un espacio común de trabajo genera extrañas relaciones con los cohabitantes, y debo destacar la fortuna que tuve de tener a un compañero de oficina como lo es Erasmo, que con juventud, entusiasmo y buena voluntad fue capaz de tolerar varios años de mi proceso de formación y déjenme aclarar que no ha sido nada fácil, el tener que lidiar con un estudiante como yo y además chileno. Gracias por todo el apoyo y las incontables tazas de café (ahí lo dejamos, mejor no sigo) y aquellos comandos de Matlab que lograron que la magia se hiciera.

Un especial agradecimiento a una persona de una calidad humana que no tiene comparación, quien ha sido un implacable aliado de trabajo y ha visto mi desarrollo como un espectador silencioso pero con la mejor disposición a prestar apoyo, cuya capacidad de sonreír siempre me ha dejado perplejo y con un entusiasmo enorme, debo agradecer profundamente a mi estimado colega y amigo Martín de la Cruz Orozco.

A los que no están, muchos grandes amigos que me apoyaron antes y durante mi estancia aquí, a todos ellos muchas gracias por todo el afecto que alimento mi sueño de llegar donde ahora estoy. Ellos son mis queridos hermanos Marisol, Willy, Jano (Paul), Sady Napoleon Solo, Carmen, Fito y Pato. Quienes estuvieron desde mi llegada: Ana, Vero, Nancy, Ale, Caro, Tania y Pedro, y Memo.

A Lucho quien un día me dijo, *Matlab va a hacer la diferencia...* como tenías razón.

Finalmente Reginaldo, cambiaste el curso de mi historia con solo levantar el teléfono. El me acercó al equipo de IMCOCAL a quienes doy las gracias y en particular a Gilo. A ambos muchas gracias.

## Contenido

Resumen: .....	i
Abstrac:.....	ii
Dedicatorias.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Lista de figuras .....	viii
Lista de Tablas .....	xv
<b>CAPITULO I. Introducción General.....</b>	<b>1</b>
I.1 Introducción .....	1
I.2 Antecedentes Generales del Pacifico Oriental Tropical frente México (POTM). .....	4
I.2.1 Productores primarios.....	4
I.2.2 Mediciones de la productividad primaria <i>in situ</i> .....	5
I.2.3 Zona del Mínimo de Oxígeno .....	7
I.2.4 Sistema de circulación superficial.....	10
I.3 Planteamiento del problema.....	12
I.4 Objetivo General .....	13
I.5 Objetivos específicos.....	13
<b>CAPITULO II. Variabilidad del límite superior de la zona del mínimo de oxígeno, nutrientes y la fluorescencia del fitoplancton. ....</b>	<b>15</b>
II.1 Introducción .....	15
II.2 Materiales y Métodos .....	18
II.3 Resultados.....	21
II.3.1 Características generales de la ZMO.....	21
II.3.2 Relación de la ZMO con la concentración de nutrientes.....	27
II.4 Discusiones.....	34
II. 4.1 Características generales de la ZMO.....	34
II 4.2 Influencia de la ZMO en la capa superficial.....	38
II. 4.3 Implicaciones biológicas de la ZMO .....	40
II.5 Conclusiones.....	43
<b>CAPITULO III. Variabilidad espacio-temporal de la Clorofila <i>in situ</i> y del SeaWIFS ....</b>	<b>45</b>
III.1 Introducción.....	45
III. 2 Materiales y métodos.....	47
III. 2.1 Datos de sensores remotos .....	47

contenido (continuación)

III. 2.2 Datos hidrográficos .....	48
III.3 Resultados .....	51
III.3.1 Escalas de variación de la CHLO .....	51
III.3.1.1 Estacional .....	51
III.3.2 Influencia de la dinámica de mesoescala en la distribución de clorofila .....	58
III. 4 Discusión.....	69
III. 5 Conclusiones .....	72
CAPITULO IV. Efecto de la zona del mínimo de oxígeno en el segundo máximo de clorofila del Pacífico Oriental Tropical Mexicano.....	74
IV. 1. Introducción .....	74
IV. 2. Materiales y Métodos .....	76
IV. 3. Resultados .....	78
IV. 4. Discusión.....	85
IV. 4. Conclusiones .....	89
CAPITULO V. Variabilidad de la productividad primaria y clorofila <i>in situ</i> sobre la zona del mínimo de oxígeno .....	91
V.1 Introducción.....	91
V.2 Materiales y Métodos.....	93
V.2.1 Región de estudio.....	93
V.2.2 Datos hidrográficos .....	93
V.2.3 Datos de clorofila y productividad primaria.....	94
V.3 Resultados .....	97
V.3.1 Clorofila y productividad primaria <i>in situ</i> .....	97
V.3.2 Influencia del campo de densidad sobre la productividad primaria .....	104
V.4 Discusión.....	111
V.5 Conclusiones.....	121
CAPITULO VI. Discusiones y Conclusiones finales.....	123
Referencias.....	127
Lista de páginas web .....	140

## Lista de figuras

- Figura 1. Área de estudio en el Pacífico Oriental Tropical frente a México. Se indican las líneas y las estaciones hidrográficas. Se utilizan los datos de junio del 2005 como ejemplo. Se indica la posición de la estación T4-10 (estrella blanca), la cual se utilizó para mostrar el perfil de OD característico de la ZMO en el POTM..... 20
- Figura 2. Perfiles de oxígeno disuelto de la columna de agua ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) medidos en la región del POTM. a) Perfil de OD de la estación T4-10 de marzo del 2007, utilizado como ejemplo para mostrar el gradiente de cambio del OD y la amplitud de la zona de mínimo de oxígeno ( $OD = 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ , área sombreada en gris). Perfiles de OD promedio (línea negra) del transecto T4 y su desviación estándar (línea punteada) del transecto por crucero, para b) junio 2005; c) noviembre 2005; d) agosto 2006; e) marzo 2007..... 22
- Figura 3 Diagramas  $\theta$ -S de cada crucero. En color se indica la concentración de OD ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ). Agua del Golfo de California (AGC), Agua de la Corriente de California (ACC), Agua SubÁrtica (ASA), Agua Subtropical Subsuperficial (ASSts), Agua Intermedia del Pacífico (AIP). La clasificación de las masas de agua se muestran en la tabla II: a) junio; b) noviembre; c) agosto; d) marzo..... 24
- Figura 4. Profundidad de inicio de la zona de mínimo oxígeno (IZMO, m), definida por la distribución de  $OD = 9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (Kamykowski y Zentara 1990). Los puntos blancos indican las estaciones hidrográficas donde se realizaron lances del CTD y se midió la concentración de OD: a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007..... 25
- Figura 5. Secciones de salinidad (indicada con color de fondo) del transecto T3 como ejemplo de las condiciones del norte. Se superponen isolíneas seleccionadas de: salinidad (líneas negras punteadas), anomalía de densidad potencial ( $\text{kg m}^{-3}$ , líneas blancas continuas) y concentración de oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ , líneas azules punteadas). a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007. .... 27
- Figura 6 Secciones de salinidad (indicada con color de fondo) del transecto T8 como ejemplo de las condiciones del sur. Se superponen isolíneas seleccionadas de: salinidad (líneas negras punteadas), anomalía de densidad potencial ( $\text{kg m}^{-3}$ , líneas blancas continuas) y concentración de oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ , líneas azules punteadas). a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007. .... 28

## Lista de figuras (continuación)

Figura 7. Propiedades hidrográficas en junio del 2005, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FCl <sub>a</sub> a promedio (en unidades relativas) entre las isopícnas de 23.0 a 25.0 $\text{kg m}^{-3}$ como estimador del MSC. d) Diagrama $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.....	29
Figura 8. Propiedades hidrográficas de noviembre del 2005, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FCl <sub>a</sub> a promedio entre las isopícnas de 23.0 a 25.0 $\text{kg m}^{-3}$ como estimador del MSC. d) Diagrama $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.....	30
Figura 9. Propiedades hidrográficas en agosto del 2006, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FCl <sub>a</sub> a promedio entre las isopícnas de 23.0 a 25.0 $\text{kg m}^{-3}$ como estimador del MSC. d) Diagrama $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.....	31
Figura 10. Propiedades hidrográficas en marzo del 2007, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FCl <sub>a</sub> a promedio entre las isopícnas de 23.0 a 25.0 $\text{kg m}^{-3}$ como estimador del MSC. d) Diagrama $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.....	32
Figura 11. Concentración de Cl-a ( $\text{mg m}^{-3}$ ) a 50 m de: a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007.....	35
Figura 12. Localización del la región de estudio y lances realizados en junio del 2005.....	49
Figura 13. Valores medios desde 1997 al 2007 de: a) CHLO del SeaWiFS ( <a href="ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/">ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/</a> ); b) nivel medio del mar (NMM) de la página de AVISO ( <a href="http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/">http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/</a> ).....	52
Figura 14 . Media climatológica de invierno de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM).....	54
Figura 15 . Media climatológica de primavera de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM).....	55

## Lista de figuras (continuación)

Figura 16 . Media climatológica de verano de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM). .....	56
Figura 17. Media climatológica de otoño de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM). .....	57
Figura 18. Primer modo de las Funciones Empíricas Ortogonales de los residuos a la estacionalidad de CHLO del sensor SeaWiFS (1997-2007). a) Distribución espacial del primer modo; b) Serie temporal del mismo modo (línea negra) y valores del MEI (línea azul).....	59
Figura 19. Anomalías del nivel del mar (cm) tomadas de los datos de AVISO para los periodos de los cruceros oceanográficos. a) junio y b) noviembre del 2005, c) agosto del 2006 y d) marzo del 2007. ....	60
Figura 20. Imágenes de CHLO del sensor MODIS-AQUA. Los compuestos de 16 días corresponden al periodo de muestreo de cada crucero (Tabla III). Los círculos blancos indican las estaciones hidrográficas, las estrellas indican las estaciones de medio día local. En color se presenta las imágenes de CHLO de: a) junio y b) noviembre de 2005; c) agosto de 2006; d) marzo de 2007.....	61
Figura 21. Distribución espacial y temporal de fluorescencia de la clorofila (FCl <sub>a</sub> en ur) en el transecto hidrográficos T3. El color de fondo es para FCl <sub>a</sub> . Los contornos para la anomalía de densidad potencial de 24.0, 25.0 y 26.0 kg m <sup>-3</sup> (líneas negras discontinuas y números negros). Los puntos negros del eje inferior de las abscisas indican las posiciones de las estaciones. La distancia de la costa en el eje superior está en kilómetros. a) junio y b) noviembre del 2005; c) agosto del 2006 y d) marzo del 2007. ....	62
Figura 22. Distribución espacial de algunas propiedades para junio de 2005. a) Anomalía geopotencial superficial (paleta de color, m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ) y la corriente geostrófica (fechas negras, cm s <sup>-1</sup> ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en μM) a 50 m; d) concentración de Cl-a a 20 m como nivel representante de la posición del MSC.....	63
Figura 23. Distribución espacial de algunas propiedades para noviembre de 2005. a) Anomalía geopotencial superficial (paleta de color, m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ) y la corriente geostrófica (fechas negras, cm s <sup>-1</sup> ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad relativa a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en μM) a 50 m; d) concentración de Cl-a a 20 m como nivel representante de la posición del MSC.....	65

## Lista de figuras (continuación)

- Figura 24. Distribución espacial de algunas propiedades para agosto del 2006. a) Anomalía geopotencial superficial (paleta de color,  $m^2 s^{-2}$ ) y la corriente geostrófica (fechas negras,  $cm s^{-1}$ ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad relativa a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en  $\mu M$ ) a 50 m; d) concentración de Cl-a a 50 m como nivel representante de la posición del MSC..... 67
- Figura 25 Distribución espacial de algunas propiedades para marzo del 2007. a) Anomalía geopotencial superficial (paleta de color,  $m^2 s^{-2}$ ) y velocidad geostrófica (fechas negras,  $cm s^{-1}$ ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad relativa a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en  $\mu M$ ) a 50 m; d) concentración de Cl-a a 20 m como nivel representante de la posición del MSC..... 68
- Figura 26. Transectos hidrográficos normales a la costa (T1 a T6) cerca de Cabo Corrientes en el POTM en junio del 2005. Los puntos negros muestran las estaciones. Estaciones de medio día donde fueron obtenidos datos de PRR600/610 están marcadas con estrellas. La estación 27 del transecto T1 en el norte, así como la estación 12 del transecto T6 en el sur están marcadas con estrellas blancas y son utilizados en la figura 28. .... 77
- Figura 27. Distribución espacial de fluorescencia de la clorofila (FCl<sub>a</sub>) en el POTM en los transectos hidrográficos T1 a T6. El color de fondo es para FCl<sub>a</sub> (unidades relativas, u.r.). Los contornos de 24.0, 25.0 y 26.0  $kg m^{-3}$  de la anomalía de densidad potencial son presentados con líneas negras discontinuas y números negros. Los contornos para las isolíneas de oxígeno disuelto de 45 y 9  $\mu mol L^{-1}$  se presentan en rojo. Los puntos negros del eje inferior de las abscisas indican las posiciones de las estaciones. La distancia de la costa en el eje superior está en kilómetros..... 79
- Figura 28. a) Perfiles verticales de la estación 12 correspondiente al transecto T6 (ver fig.1): FCl<sub>a</sub> en verde (u.r.), salinidad en azul, temperatura potencial en negro ( $\theta, ^\circ C$ ), oxígeno disuelto en rojo ( $\mu mol L^{-1}$ ), y la irradiancia espectral descendente a 490 nm en amarillo ( $E_{d490}, \mu W cm^{-2} nm^{-1}$ ). (b) Idem para la estación 27 correspondiente al transecto T1 (ver fig.1). La línea horizontal amarilla muestra la profundidad de la zona eufótica ( $Z_{eu}$ ), la cual es el 1% de  $E_{d490}$ . La línea horizontal roja indica la profundidad del límite superior de la ZMO ( $Z_{OMZ}$ ), donde  $OD = 9 \mu mol L^{-1}$ . (c) Relación entre  $\Delta Z (Z_{eu} - Z_{OMZ})$  y FCl<sub>a</sub> (u.r.) medida en la isopicna  $\gamma_\theta = 26.0 kg m^{-3}$  para las estaciones en las cuales fueron colectados datos de  $E_{d490}(z)$ . .... 80

## Lista de figuras (continuación)

- Figura 29. Distribución espacial de propiedades dinámicas y biogeoquímicas de junio del 2005. (a) Anomalía geopotencial superficial ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) y velocidades geostroficadas ( $\text{cm s}^{-1}$ ) relativas a 1000 m de profundidad. (b) Valor promedio de FCl<sub>a</sub> entre las isopícnas 24.0 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$ . (c) Anomalía geopotencial a 100 m de profundidad ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) relativas a 1000 m de profundidad. (d) FCl<sub>a</sub> (u.r.) medida sobre la isopícnica  $\gamma_{\theta}=26.0 \text{ kg m}^{-3}$  como estimación de la distribución del segundo FMax. (e) Distribución horizontal de OD ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) en la isopícnica  $\gamma_{\theta}=26.0 \text{ kg m}^{-3}$ . (f) Salinidad en la isopícnica  $\gamma_{\theta}=26.0 \text{ kg m}^{-3}$ ..... 82
- Figure 30. Distribución vertical de los transectos (a) T6 y (b) T4. Las isopícnas están en rojo. Se muestran las velocidades geostroficadas con dirección al norte (línea azul), hacia el sur (línea verde) y no movimiento (línea negra). Las áreas verdes son  $\text{FCl}_a \geq 0.2$  u.r., representando al primer y segundo FMax. La zona mínima de oxígeno ( $\text{OD} \leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) está indicada con el área sombreada en gris. Los puntos negros en el eje inferior de la abscisas indican la posición de la estaciones..... 84
- Figura 31. Área de estudio en el Pacífico Oriental Tropical frente a México. Las líneas hidrográficas se distribuyen desde T1 a T8 (puntos negros). Se indican las estaciones de medio día local donde se realizaron experimentos de productividad primaria in situ (círculos rojos). En color se muestra la anomalía del nivel del mar (cm): a) junio de 2005; b) noviembre de 2005; c) agosto de 2006; d) marzo de 2007. Las imágenes de ANM fueron tomadas de la página de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>)..... 95
- Figura 32. Perfiles verticales de *Cl-a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ), separados en estaciones de la zona costera ( $\geq 90 \text{ km}$ ) y zona oceánica ( $> 90 \text{ km}$ ) para junio (a, b), noviembre (c, d); agosto (e, f) y marzo (g, h). Nótese el cambio de escalas entre los datos de la zona costera y oceánica..... 98
- Figure 33 Clorofila integrada de 0 a 100 m ( $\sum \text{Cl-a}$ ,  $\text{mg m}^{-2}$ ) junto con algunas isolíneas seleccionadas. Se indican las estaciones donde se tomaron datos (círculos blancos). a) junio y b) noviembre del 2005; c) agosto del 2006; y d) marzo del 2007..... 100
- Figura 34. Concentración de clorofila-a ( $\text{mg m}^{-3}$ ) a 50 m de a) noviembre; y b) marzo..... 101
- Figura 35. Perfiles de Productividad Primaria (PP) in situ ( $\text{mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ , izquierda) y PP integrada ( $\text{mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ , derecha); a y b) junio 2005; c y d) noviembre 2005; e y f) agosto 2006; g y h) marzo 2007. La PP integrada de T5-06 en junio fue de 490  $\text{mgC m}^{-2}$ . Los perfiles de PP de junio y marzo con valores altos (triángulos blancos,  $> 5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ ) usan la escala del eje-x inferior..... 102

- Figura 36. Datos de junio del 2005 de la anomalía de densidad potencial ( $\text{kg m}^{-3}$ ) y fluorescencia de la Clorofila (FCl a ur). Nótese la posición de un segundo máximo de FCl a cercano a  $26 \text{ kg m}^{-3}$ ..... 105
- Figura 37. Transecto T5 de junio del 2005: a) distribución del MSC (en color) estimada a través de FCl a (ur), se superponen las isopicnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra), FCl a (línea azul discontinua) y  $\gamma_{\theta}$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T5-16,  $\text{PP}_{\text{int}} 72 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T5-16,  $\text{PP}_{\text{int}} 491 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . ..... 106
- Figura 38. Transecto T4 de noviembre. a) distribución del MSC (en color) estimada a través de FCl a (ur), se superponen las isopicnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra), FCl a (línea azul discontinua) y  $\gamma_{\theta}$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T4-18,  $\text{PP}_{\text{int}} 20 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T4-09,  $\text{PP}_{\text{int}} 39 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . ..... 107
- Figura 39. Transecto T3 de agosto. a) distribución del MSC (en color) estimada a través de FCl a (ur), se superponen las isopicnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra), FCl a (línea azul discontinua) y  $\gamma_{\theta}$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T3-23,  $\text{PP}_{\text{int}} 72 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T3-14,  $\text{PP}_{\text{int}} 105 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ..... 108
- Figura 40. Transecto T6 de marzo. a) distribución del MSC (en color) estimada a través de FCl a (ur), se superponen las isopicnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra), FCl a (línea azul discontinua) y  $\gamma_{\theta}$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T6-13,  $\text{PP}_{\text{int}} 112 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T6-04,  $\text{PP}_{\text{int}} 275 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ..... 110
- Figura 41. Posición del MSC (eje-x) determinado como el máximo valor de FCl a y la irradiancia a medio día local (eje-y,  $\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) a la profundidad del MSC. La distribución de las estaciones utilizadas se muestra en la figura 1. Se presentan todas las mediciones realizadas en junio (círculos verde), noviembre (círculos amarillos), agosto (rombos rojos) y marzo (rombos azules)..... 115

## Lista de figuras (continuación)

- Figura 42. Clorofila integrada ( $\text{mg m}^{-2}$ ) entre 0 a 100 m y la productividad primaria integrada ( $\text{mgC m}^{-2}$ ) hasta el 1% de irradiancia de junio (círculos verdes), noviembre (círculos amarillos), agosto (rombos rojos) y marzo (rombos azules)..... 117
- Figura 43. Profundidad de la isopicna de  $24.5 \text{ kg m}^{-3}$  y la productividad primaria integrada ( $\text{mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ) de junio (círculos verdes), noviembre (círculos amarillos), agosto (rombos rojos) y marzo (rombos azules). ..... 118

## Lista de Tablas

Tabla		Página
I	Campañas hidrográficas realizados en la región del PTOM frente a Cabo Corrientes por la segunda etapa del programa PROCOMEX.	19
II	Rangos de variación de las masas de agua y sus abreviaciones. Los intervalos son basados en Durazo y Baumgardnert (2002), Castro <i>et al.</i> (2006) y Lavín <i>et al.</i> (2010).	21
III	Campañas hidrográficas realizadas en la región del POTM por el proyecto <i>Dinámica, Termodinámica y Producción Primaria de la Corriente Costera Mexicana</i> .	48
IV	Valores promedios ( $\pm$ una desviación estándar) de la irradiancia superficial descendente a 490 nm y de PAR ( $E_{d490}(0)$ and $E_{dPAR}(0)$ , respectivamente), sus coeficientes de atenuación ( $K_{d490}$ y $K_{dPAR}$ ) y la profundidad de la zona eufótica calculada con la banda de 490 nm ( $Z_{eu}$ ) y PAR ( $Z_{euPAR}$ ). Las unidades para $E_{d490}(z)$ son $\mu W\ cm^{-2}\ nm^{-1}$ , para $E_{dPAR}(0)$ son $\mu mol\ cuanta\ m^{-2}\ s^{-1}$ , $K_{d490}$ y $K_{dPAR}$ están en $m^{-1}$ . La profundidad de la zona eufótica está en metros.	78
V	Campañas hidrográficas realizadas en la región del POTM. En la columna del PRR-600/610 se indica en número de lances y entre paréntesis la longitud máxima del cable de la unidad sumergible PRR-600	94

---

## CAPITULO I. Introducción General

---

### I.1 Introducción

Una parte importante del ciclo biogeoquímico del carbono ocurre en la interface atmósfera/océano, donde acontece un constante intercambio del CO<sub>2</sub> (Siegenthaler y Sarmiento 1993, Sabine *et al.* 2004) y que involucra una compleja interacción entre procesos físicos y biológicos (Holligan 1992, Miller 2004, Sabine *et al.* 2004). Aunque las interacciones del medio ambiente y la biota en los océanos han sido intensamente estudiadas en las últimas décadas, aún quedan muchas incógnitas por resolver, por lo que siguen siendo necesarios los estudios de los mecanismos de cómo interactúan los procesos que modifican el medio ambiente acuático y afectan las respuestas ecofisiológicas del fitoplancton en la capa superior del océano, la zona eufótica, y finalmente como estas variaciones repercuten en el ciclo del carbono.

Se estima que en la capa superior de los océanos se produce una captación de carbono inorgánico por los organismos autotróficos entre 45 GtonC año<sup>-1</sup> (Falkowski *et al.* 1998) a 67 Gton C año<sup>-1</sup> (Behrenfeld *et al.* 2005). Esto equivale del 30 al 60 % de la tasa de asimilación global de carbono por parte de los organismos autótrofos. Las altas tasas de captación de carbono en los océanos evidencia el alto impacto que los productores primarios tienen a escala global sobre el ciclo biogeoquímico del carbono (Sakshaug *et al.* 1997, Falkowski *et al.* 1998).

La distribución espacial de concentración de clorofila total (*Cl-a*) utilizada como proxy de la biomasa del fitoplancton, sigue los patrones de circulación en los diferentes ecosistemas pelágicos. Más aún, se ha establecido que en los ecosistemas pelágicos las tasas de procesos ecofisiológicos y biogeoquímicos (en particular la tasa fotosintética) están bajo el control físico del medio (Platt *et al.* 1995).

Algunos de los factores que regulan las condiciones de la capa superficial de los océanos y que determinan las características de las comunidades fitoplanctónicas son: la temperatura que afecta las tasas de crecimiento poblacional de las especies, lo que influye

en la estructura de la comunidad del fitoplancton; la disponibilidad de luz la cual define la profundidad donde ocurre la fotosíntesis; y finalmente la estratificación que afecta la distribución vertical del fitoplancton y su fotoadaptación y a la vez la distribución de nutrientes en la zona eufótica.

Para caracterizar la distribución horizontal y vertical de la biomasa del fitoplancton se ha utilizado como aproximación la concentración de la *Chl-a*, pigmento presente en casi todos los organismos fotosintéticos. Ésta ha resultado ser una variable biológica importante en los estudios oceanográficos debido a que los cambios en biomasa del fitoplancton como respuesta a las condiciones dinámicas de la capa superior del océano se ven reflejados en la concentración de *Chl-a*. La concentración de *Chl-a* también se ha utilizado como criterio de caracterización de los ecosistemas oceánicos. Un criterio de división fue propuesto por Kahru y Mitchell (2000) dividiendo los océanos en regiones oligotróficas ( $Chl-a < 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ ), mesotróficas ( $0.2 < Chl-a < 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) y eutróficas ( $Chl-a > 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ). Las mediciones de concentración volumétricas son fundamentales debido a que los procesos de transferencia radiativa y la absorción por los pigmentos son procesos volumétricos (Mueller 2003). Por otro lado, la concentración de *Chl-a*, ha sido un parámetro clave en la modelación de las tasas de asimilación de carbono por el fitoplancton basada en sensores remotos (Behrenfeld y Falkowski 1997b, Behrenfeld *et al.* 2005).

Parte fundamental del entendimiento del ciclo del carbono en los océanos, son las tasas de transferencia de carbono entre las diferentes partes del ciclo. Donde el primer nivel de transferencia desde la fase inorgánica hacia la fase orgánica y que da el inicio de la cadena trófica y por lo tanto pilar de la vida en los océanos, es la tasa de fijación del carbono por el fitoplancton o productividad primaria (PP). Las principales variables medioambientales que afectan PP son la luz, temperatura y los nutrientes, que modifican el estado fisiológico del fitoplancton y que se expresan finalmente en variaciones no sólo de la PP, sino también en el comportamiento, distribución y crecimiento de las comunidades de productores primarios.

Las comunidades fitoplanctónicas son afectadas por los cambios en la capa superficial de los océanos debido a la interacción de diferentes procesos dinámicos que trabajan en conjunto unos para estabilizando (p.e. la absorción de calor), otros

desestabilizando (p.e. mezcla vertical) la columna de agua y que a menudo son el resultado de la interacción de procesos dinámicos en diferentes escalas de espacio y tiempo y por consecuencia varían las respuestas fisiológicas del fitoplancton. (Gargett y Marra 2002).

El comportamiento tanto poblacional (organismos de una misma especie) como de la comunidad (conjunto de poblaciones) del fitoplancton ha sido estudiado en condiciones de laboratorio como en experimentos de campo, es en estos últimos donde se integran todas las variaciones ambientales de la capa superficial del océano la cual se expresa en las respuestas fisiológicas medidas en el fitoplancton.

En escalas espaciales grandes (oceánicas) se ha caracterizado el comportamiento promedio de las comunidades del fitoplancton y los principales procesos que controlan su distribución. En escalas regionales, aún quedan aspectos por resolver en relación a los cambios de las comunidades fitoplanctónicas con respecto al ambiente físico químico, donde además empiezan a cobrar importancia aspectos propios de cada región (Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Kumar *et al.* 2005, Willet *et al.* 2006, Venegas *et al.* 2008). Esto se debe a que la interacción de procesos dinámicos de diferentes escalas en el comportamiento del fitoplancton que son difíciles de separar, por lo que a nivel regional los productores primarios se alejan de las variaciones promedio observadas en los grandes ecosistemas y su estudio se torna aún más complejo (Pennington *et al.* 2006).

La región del Pacífico Oriental Tropical (POT) frente a la costa de México (POTM) forma parte del sistema de circulación superficial del Pacífico Nor-Oriental Tropical cuyo sistema de corrientes de frontera recientemente ha sido descrito en diversos estudios (Beier *et al.* 2003, Kessler *et al.* 2006, Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007, Godínez *et al.* 2010). Debido a sus características dinámicas particulares y a la escasez de estudios sobre los procesos de interacción del fitoplancton con el medio físico, el límite norte de esta región cobra particular importancia al recibir la influencia remota tanto en la superficie (advección de masas de agua) como subsuperficial (presencia de agua pobre en oxígeno) a las cuales las comunidades fitoplanctónicas se han adaptado y son capaces de responder a ellas (Goericke *et al.* 2000, Cepeda-Morales *et al.* 2009). Las mediciones *Chl-a* y PP reportadas para el POTM la alejan de los valores observados en regiones tropicales

oligotrófica (Pennington *et al.* 2006, López-Sandoval *et al.* 2009). Los procesos dinámicos que generan esta respuesta biológica han sido poco estudiados en la región, por lo que uno de los principales objetivos de la presente investigación es describir el comportamiento promedio a nivel regional del fitoplancton en términos de su biomasa (como *Cl-a*) y PP y asociar sus cambios con el sistema de circulación superficial.

## **I.2 Antecedentes Generales del Pacífico Oriental Tropical frente México (POTM).**

### **I.2.1 Productores primarios**

El POT abarca una amplia porción de las costas de México, desde latitudes menores de la costa de México hasta el trópico de cáncer (22°N), por lo que se encuentra bajo la influencia del sistema de circulación general del Pacífico Nor Oriental (Kessler *et al.* 2006). En el POT se han desarrollado diversos estudios en subregiones como la Corriente de California (CC), Golfo de California (GC), Golfo de Tehuantepec y Golfo de Papagayo.

En las regiones de CC y GC se han desarrollado abundantes estudios de la distribución espacial y temporal de la biomasa del fitoplancton (estimada como *Cl-a*), así como de la PP (estimada a través de experimentos de fijación de  $^{14}\text{C}$ ). Un caso opuesto es el límite norte del POTM centrado frente a Cabo Corrientes, donde los estudios observacionales sobre los mecanismos de interacción del medio ambiente físico y/o químico y los productores primarios son escasos (Goericke *et al.* 2000, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2008, López-Sandoval *et al.* 2009, Cepeda-Morales *et al.* 2009).

Las dos regiones mejor caracterizadas en cuanto a la relación de los productores primarios con el medio físico en la costa occidental de México son la CC y el GC. La CC pertenece a las corrientes de los márgenes orientales, las que se caracterizan por ser biológicamente activas con altos valores de producción biológica, debido a los intensos procesos de surgencias costeras que temporal y latitudinalmente coinciden con el ciclo estacional del transporte de Ekman (Thomas *et al.* 1994, Thomas y Strub 1998, Carr 2002, Carr y Kearns 2003, Thomas *et al.* 2004). Por su parte, el GC también presenta alta biomasa fitoplanctónica debido a la intensidad de sus diversos procesos dinámicos (Gaxiola-Castro *et al.* 1995, Gaxiola-Castro *et al.* 1999). Los principales forzamientos en el

GC en altas frecuencias son las mareas. En el ciclo anual, los principales forzamientos son (en este orden) el ingreso de agua desde el Océano Pacífico, el esfuerzo del viento en la superficie y los flujos de calor e intercambio de humedad con la atmósfera (Beier 1997, Ripa 1997). Los procesos de surgencias de la costa este y el efecto de las islas en el transporte advectivo de aguas ricas en nutrientes han sido mencionados como factores importante la alta productividad biológica de esta región (Gaxiola-Castro *et al.* 1995, Gaxiola-Castro *et al.* 1999, Gaxiola-Castro *et al.* 2002).

Uno de los rasgos más estudiados en el patrón de distribución vertical de *Cl-a* es la presencia de un máximo subsuperficial (MSC) observado tanto en la región de influencia de la CC (Hayward y Venrick 1982, Millán-Núñez *et al.* 1996), como en el GC (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2001), lo cual es una característica consistente en los océanos incluyendo zonas tropicales y subtropicales (Venrick *et al.* 1973, Cullen 1982, Mann y Lazier 1991, Letelier *et al.* 2004, Pérez *et al.* 2006, Huisman *et al.* 2006). Aspectos de su formación, permanencia y procesos que lo modifican siguen siendo de interés en las investigaciones de diferentes regiones del mundo.

### **I.2.2 Mediciones de la productividad primaria *in situ*.**

Respecto a la amplitud de la región oceánica cubierta por el POT, han sido pocos los trabajos que reporten mediciones de PP *in situ*. Observaciones de la expedición del Pacífico Tropical Este (ESTROPAC del acrónimo en inglés) realizadas entre 1967-1968 estimaron valores de PP integradas ( $PP_{int}$ ) en la zona eufótica entre 0.1 a 0.4 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> con máximos entre febrero y mayo y mínimos entre junio a diciembre (Banse y Yong 1990). Estos datos fueron tomados entre los 10°N y los 20 °N a una distancia de más de 450 km de la costa mexicana. Otras mediciones puntuales reportadas en la región oceánica cercanas a Cabo Corrientes revelan que la  $PP_{int}$  en la región presenta valores muy variables, 0.45 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (Zeitzschel, 1969), 0.41 y 1.40 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (Gaxiola-Castro y Álvarez-Borrego, 1986); 0.17 y 0.42 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (Lara-Lara y Bazán-Guzmán, 2005).

Sosa *et al.* (2005) estimaron la  $PP_{int}$  en la zona eufótica para una región cercana de las costas del POTM utilizando el modelo propuesto por Behrenfeld y Falkowski (1997a), alimentado con promedios mensuales de imágenes de clorofila satelital. La variabilidad en

la  $PP_{int}$  entre 1997 y 2002 muestra la existencia de un ciclo anual definido con valores altos durante invierno y final de la primavera sumado a una importante variación interanual. Un aspecto destacable es las estimaciones de  $PP_{int}$  en el POTM (Sosa *et al.* 2005) no se encuentran en fase con los resultados observados por Kahru y Mitchell (2002) para la CC frente a Baja California Sur. A la fecha no se han realizado estudios que relacionen las variaciones temporales de PP con procesos dinámicos en la zona eufótica de la región, con el fin de darle una explicación a las escalas temporales observadas.

Las mediciones de  $PP_{int}$  más recientes realizadas en el POTM (2002 a 2003) y con alta cobertura espacial fueron tomadas en tres campañas oceanográficas (López-Sandoval *et al.* 2009) realizadas cerca de la costa (~100 km) al sur de Cabo Corrientes (19°N a 16°N) donde se registró un promedio de 361 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (~30 mgC m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>). Los valores mayores se observaron en la zona más costera, donde se evidenció influencia de surgencias. Es importante considerar que el promedio calculado por López-Sandoval (2009) es similar al registrado en la región sur de la CC para mediciones realizadas en abril (28.0 mgC m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>) y julio (50.0 mgC m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>) del mismo año (Gaxiola-Castro *et al.* 2010). Lo que implica que la región del POTM en algunos periodos del año se comporta como una región con alta productividad biológica.

Con relación a los parámetros fotosintéticos derivados de las curvas fotosíntesis-irradiación (P-E;  $P_{max}^B$ ,  $\alpha^B$  y  $E_k$ ), la mayoría de las mediciones y los modelos de PP han sido desarrollados con información proveniente de regiones localizadas en latitudes medias y altas. Para el Pacífico Oriental, las zonas que han sido monitoreadas con mayor intensidad son las regiones de surgencias costeras en la CC y el GC. Sin embargo, para la zona del POTM la información es escasa.

Gaxiola-Castro y Álvarez-Borrego (1986) describieron la variación vertical de estos parámetros fotosintéticos derivados de las curvas P-E durante el invierno de 1981 en la región del POTM comprendida desde los 15°N a los 28°N. Estos autores concluyeron que la baja concentración de nutrientes asociada a los relativamente altos valores de la tasa fotosintética máxima normalizado por unidad de clorofila o  $P_{max}^B$  superficiales y sub-superficiales indicaban el uso de nutrientes regenerados y/o el flujo de nutrientes a través de

la termoclina por turbulencia. Además, no encontraron diferencias significativas en  $P_{\max}^B$  medido en la zona frente a Baja California y la zona tropical para esa época del año.

La variación vertical de los parámetros fotosintéticos, como por ejemplo la disminución de los valores de  $P_{\max}^B$  con el aumento de la profundidad, ha sido reportada en comunidades fitoplanctónicas de otras regiones del mundo, como en el Atlántico noroeste (Platt *et al.* 1992), en el Golfo de California (Gaxiola-Castro *et al.* 1999) y en el norte del Mar de los Sargazos (Platt *et al.* 2003). Lo cual ha sido atribuido a los cambios en la disponibilidad de nutrientes, así como en el campo de la irradiancia que afecta la fotoadaptación y en la composición de grandes grupos taxonómicos. Por lo que se debe estudiar los cambios dentro de la zona eufótica de procesos como la mezcla vertical y advección que podrían estar generando las variaciones de  $P_{\max}^B$  en la comunidad fitoplanctónica.

### **I.2.3 Zona del Mínimo de Oxígeno**

El POTM es una de las más grandes e importantes regiones donde se presenta una zona mínima de oxígeno (en adelante ZMO, Kartensen *et al.* 2008, Fuenzalida *et al.* 2009) y donde los niveles de hipoxia alcanzan la zona eufótica (Goericke *et al.* 2000, Cepeda-Morales *et al.* 2009). En una escala global, existen tres regiones oceánicas donde la concentración de oxígeno disuelto (OD) llegan a niveles de hipoxia ( $\leq 0.1 \text{ ml L}^{-1}$  equivalente a  $\sim 4.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) cerca de la superficie (150 a 80 m, Kamykowski y Zentara 1990, Helly y Levin 2004, Escribano *et al.* 2004, Kartensen *et al.* 2008, Fuenzalida *et al.* 2009). En estas regiones, la baja concentración de ODC afecta la distribución tanto de organismos pelágicos como bentónicos (Escribano *et al.* 2004). Un mecanismo de influencia en los productores primarios es a través de la distribución de las especies químicas del nitrógeno (Codispoti y Richards 1976, Voss *et al.* 2001).

En la ZMO del POTM se ha reportado que su límite superior se posiciona cercano a la superficie ( $\sim 100 \text{ m}$ ) con concentraciones tan bajas como  $4.5 \mu\text{mol L}^{-1}$  de OD (Cline y Richards 1972, Goericke *et al.* 2000). Tsuchiya y Talley (1998) ubican a la ZMO del POT en el ecuador oriental y lo divide en dos dominios: hacia los  $5^\circ\text{N}$  cercano a las costas de

Guatemala con valores cercanos a los  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$ , y hacia el sur hasta los  $17.5^{\circ}\text{S}$  con valores más bajos ( $4.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) y cercanos a los 500 m de profundidad asociado con las isopícnas de  $26.6$  y  $27.0 \text{ kg m}^{-3}$  respectivamente.

Cline y Richards (1972) realizaron un estudio en la región del POT norte ( $0^{\circ}$  hasta  $\sim 20^{\circ}\text{N}$ ) encontrando que la posición de la ZMO era más somera ( $\sim 100$  m) y con concentración de OD menor ( $\sim 4.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) a la reportada por Tsuchiya y Talley (1998). Estos resultados coinciden con las observaciones realizadas por Voss *et al.* (2001), Goericke *et al.* (2000) y Cepeda-Morales *et al.* (2009). Fiedler y Talley (2006) mostraron que la posición media de la ZMO en la columna de agua para la región frente a Cabo Corrientes se extendió hacia la superficie alrededor de los 100 m. Estos trabajos sugieren un patrón de disminución de la profundidad de la ZMO de norte a sur.

La disminución del OD está asociado a procesos de oxidación de materia orgánica particulada y disuelta que es exportada desde las capas superficiales (Wyrki 1962, Kartensen *et al.* 2008) lo que promueve la formación de la ZMO (Rixen e Ittekkot 2005). Sin embargo, el efecto de la exportación de materia orgánica es en una escala de tiempo larga dado que las tasas de sedimentación están en la escala de días (Voss *et al.* 2001). Con esas tasas de sedimentación no se puede sustentar las bajas concentraciones de OD para mantener la ZMO. Otro factor importante en la formación y mantención de la ZMO es la ventilación subsuperficial debido al prolongado tiempo de residencia de las masas de agua, del orden de décadas (Tsuchiya y Talley 1998, Voss *et al.* 2001).

La concentración de OD en las ZMO afecta las especies químicas del nitrógeno, modificando su distribución vertical respecto a la observada en otras zonas oceánicas (Codispoti *et al.* 2001). En el límite superior de ZMO se ha observado un mínimo en la concentración de nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ) y un aumento en la concentración de nitrito ( $\text{NO}_2^-$ , Cline y Richards 1972, Codispoti y Christensen 1976, Tsuchiya y Talley 1998, Castro-González y Farias 2004). Cuando las concentraciones de OD son muy bajas ( $< 22.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) ocurre el proceso de desnitrificación (Castro-González y Farias 2004). La oxidación de la materia orgánica requiere un agente oxidante, típicamente el OD pero cuando se encuentra en bajas concentraciones otro agente oxidante es utilizado, el  $\text{NO}_3^-$  el cual es reducido a  $\text{NO}_2^-$ . Otra

vía de denitrificación, es la producción de óxido nitroso ( $N_2O$ ). El  $N_2O$  es un gas invernadero con un efecto potencial de calentamiento de 170 a 300 veces mayor que el  $CO_2$  (Codispoti *et al.* 2001). Se considera que los océanos actúan como una fuente neta de este gas, con valores entre 1 a 7 Tg N  $a^{-1}$  (Tg=teragramos= $10^{12}$ ) (Codispoti *et al.* 2001).

En la última década se ha reconocido la importancia ecológica de las cianobacterias fotosintetizadoras con una amplia distribución en toda la columna de agua de regiones tropicales y subtropicales (Partensky *et al.* 1999, Bouman *et al.* 2006, Johnson *et al.* 2006), donde su presencia ha sido también registrada para el POTM (Goericke *et al.* 2000, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2009).

En las regiones de ZMO somera (60 a 100 m), como en el mar de Arabia, en las costas de la región fronteriza de Chile y Perú y en el POTM, la oxiclina se ubica dentro de la zona eufótica (definida por el 1% de la irradiancia relativa a la superficie; Goericke *et al.* 2000, Molina *et al.* 2005, Cepeda-Morales *et al.* 2009). Bajo estas condiciones, se crea un ambiente físico-químico único, caracterizado por bajas irradiancias y condiciones subóxicas. *Prochlorococcus spp* (cianobacteria fotosintetizadora) se ve favorecida por estas condiciones de irradiancia (Moore y Chisholm 1999, Moore *et al.* 2002, Johnson *et al.* 2006) ya que es capaz de utilizar  $NO_3^-$  y  $NO_2^-$  como fuente de nitrógeno (Moore *et al.* 2002, Casey *et al.* 2007). Esto se ha visto reflejado en un cambio en la contribución de divinil-*Cla* a la clorofila total formando un segundo máximo en los perfiles de fluorescencia (Goericke *et al.* 2000, Molina *et al.* 2005, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2009).

En las últimas décadas han recobrado importancia los procesos y mecanismos que afectan tanto la formación, permanencia y distribución de las ZMO, debido a los nuevos resultados que sugieren que la expansión de estas zonas está asociada a una reacción al calentamiento global (Bograd *et al.* 2008, Keeling y Garcia 2002). La distribución espacial de las ZMO responde a procesos interanuales (Escribano *et al.* 2004), estacionales como de meso escala afectan su distribución (Cepeda-Morales *et al.* 2009). Específicamente, la posición somera del límite superior de la ZMO podría hacer a esta más susceptible a fenómenos de mesoescala (Morrison *et al.* 1999, Escribano *et al.* 2004, Monteiro *et al.* 2008, Cepeda-Morales *et al.* 2009). La interacción entre los procesos de mesoescala que

afectan el límite superior de la ZMO y su influencia en la distribución de las comunidades fitoplanctónicas aún es un tema poco documentado. En la región del POTM, en especial en el límite norte de su distribución este tipo de interacciones aún permanecen poco documentadas (Cepeda-Morales *et al.* 2009).

#### **I.2.4 Sistema de circulación superficial**

Durante décadas el conocimiento del sistema de circulación superficial del POT se basó en los trabajos de Wyrki (1965, 1967). Badán-Dangón *et al.* (1989) planteó que el sistema de circulación superficial de esta región recibe la influencia de agua de la Corriente de California que fluye hacia el sureste cercana a la Península de Baja California y la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR), ambas confluyen en las inmediaciones de la región frente a Cabo Corrientes. Kessler (2006) destaca que la circulación oceánica en la región adyacente a la región sur ( $<16^{\circ}\text{N}$ ) de las costas de México existe un desconocimiento de la dinámica superficial, así como en su sistema de corrientes de frontera. Kessler (2006) realizó la descripción más reciente del sistema de circulación superficial del POT. Una de las ideas principales es que la circulación superficial estacional se puede explicar en términos de la propagación de ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento que fue demostrado por el trabajo de Godínez *et al.* (2010).

Hacia el ecuador sobre la costa, entre la Contra Corriente Nor-ecuatorial (CCNE) y la Corriente Norecuatorial (CNE) se forma una circulación ciclónica cerrada denominada el Domo de Costa Rica y el cual tiene asociada la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Kessler 2006). Hacia el norte de la CNE se extiende el Cuenco de Tehuantepec, asociado a una circulación anticiclónica con una corriente hacia el ecuador cercana a la costa (Kessler 2006).

Kessler (2006) destaca el desconocimiento en la circulación local adyacente a Cabo Corrientes. Además, se puede apreciar que en esta región ocurre la transición entre dos sistemas de circulación de origen diferente, por lo que recibe aportes de aguas mediante el transporte hacia afuera de la costa producido por la CC y aguas cercanas a la costa de origen tropical producido por el transporte de la CCCR (Kessler estima a esta corriente sub-

superficial en ciertas épocas del año). La CCCR fue investigada por Wyrcki (1965) en base a observaciones de deriva de buques. De acuerdo a Wyrcki (1965) durante junio/julio la CCCR fluye a lo largo de la costa de América Central y México llegando hasta Cabo Corrientes.

Usando salidas del modelo numérico de circulación global POCM-4C, Beier *et al.* (2003) analizaron 20 años (1981-2000) de simulación de la dinámica del POTM. Obtuvieron un sistema de corrientes costeras muy similar a las fluctuaciones intra-anales de la CCCR descritas por Wyrcki (1965). Sin embargo, la circulación promedio al norte de Acapulco aparece desacoplada de la dinámica de la CCCR. Desde el Golfo de Tehuantepec hasta la boca del Golfo de California la circulación media está dominada por un domo de la termoclina que abarca toda la región frente a la boca del Golfo de California y se extiende hacia el sur hasta los 15°N (por ser un fenómeno baroclínico, los domos de la termoclina tienen asociados valles en la superficie). Este domo tiene asociada una circulación superficial ciclónica con una corriente costera en dirección al polo y una corriente fuera de la costa en dirección SE.

Strub y James (2002), utilizando información de altura del nivel del mar estimada mediante sensores remotos, demostraron que en la zona costera de la región POTM frente a Cabo Corrientes existe una marcada variabilidad estacional en las anomalías del nivel del mar pasando de valles a domos. Estos autores destacan que el movimiento hacia el oeste de las características de altura del nivel del mar son posiblemente debida a dos factores, la propagación baroclínica de ondas de Rossby y/o la respuesta directa de forzamientos superficiales debido al esfuerzo del viento con un comportamiento a escalas de tiempo estacional.

La información reciente aportada por el trabajo observacional de la circulación superficial frente a Cabo Corrientes desarrollado por Lavín *et al.* (2006), demostró la existencia de una corriente cercana a la costa con dirección hacia el norte durante el verano temprano (junio) cuyo origen es diferente a la CCCR. Esta corriente costera presentó un ancho entre 90 a 180 km, con una profundidad entre 200 a 400 m. La influencia de giros de mesoescala (Strub y James 2002, Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007) afectan el transporte de aguas de la CC hacia la región (Lavín *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010).

Por ser una región de transición, el límite norte del POTM es posible describir su sistema de circulación superficial como un sistema influenciado al norte por la Corriente de California (CC) que fluye hacia el sureste cerca a la Península de Baja California (Castro *et al.* 2006, Lavín *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010) y al sur por la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR).

Finalmente, el trabajo de Godínez *et al.* (2010) logró caracterizar el sistema de circulación superficial de la región POTM, donde se identifican que la CCM es formada por un procesos local debido al rotacional del esfuerzo del viento y que en su escala estacional favorece el ingreso a la región de agua de la CC y de la CCM.

### **I.3 Planteamiento del problema**

En la región de POTM frente a la costa mexicana entre Manzanillo y Mazatlán ocurre una zona de confluencia de masas de agua de origen subártica a través de la señal de agua de la Corriente de California modificada (Lavín *et al.* 2006, Castro *et al.* 2000, Castro *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010) y Agua Tropical Superficial (Fiedler y Talley 2006, Castro *et al.* 2000, Castro *et al.* 2006) e influencia, aunque escasa, del agua superficial del Golfo de California. Lo que debe modificar el medio ambiente físico químico de la región, lo que afectaría la distribución del fitoplancton y sus tasas de PP.

En el POTM existen fuertes gradientes horizontales y verticales en la zona eufótica por lo que el fitoplancton puede responder a los procesos dinámicos que generan esta heterogeneidad en la capa superficial del océano. La distribución vertical de *Chl-a* estimada como fluorescencia, ha demostrado estar asociadas al campo de densidad (Cepeda-Morales *et al.* 2009, Maske *et al.* 2010). Se han registrado por lo menos tres ambientes diferentes en la vertical: la capa superficial limitada a la capa de mezcla, el máximo de *Chl-a* subsuperficial y un segundo máximo de fluorescencia profundo cercano a la base de la zona eufótica. En este esquema de distribución vertical la asociación con el campo de densidad facilita la identificación de procesos dinámicos de diferentes escalas, lo cual aunado con procesos advectivos subsuperficiales modifican las propiedades hidrológicas (temperatura, salinidad y OD), y afectan la distribución y respuestas fisiológicas de las comunidades fitoplanctónicas.

Esta asociación físico-biológica se modifica latitudinalmente conforme cambian las propiedades hidrográficas en la zona eufótica, debido al carácter transicional de la región de estudio, donde la influencia de la CC ha demostrado ser muy importante. La hipótesis a demostrar es que las variaciones de biomasa (como *Cl-a*) y la PP son afectados en dos escalas en la columna de agua. En la parte superficial, la variabilidad de la picnoclina y en la capa inferior los procesos advectivos de masas de agua de origen remoto controlarían una parte importante de la variabilidad de *Cl-a* y PP. El presente trabajo explora las variaciones en *Cl-a* y PP como respuestas a los gradientes verticales y horizontales de las condiciones hidrográficas para entender el comportamiento de la comunidad fitoplanctónica en la región del POTM.

#### **I.4 Objetivo General**

Caracterizar la distribución de la biomasa fitoplanctónica (estimada como *Cl-a*) y la tasa de fijación de carbono (productividad primaria) en la zona eufótica asociadas con las variaciones en el campo de densidad y de procesos advectivos superficiales y subsuperficiales en la zona del mínimo de oxígeno en el POTM.

#### **I.5 Objetivos específicos**

1. Describir la variabilidad del límite superficial de la zona de mínimo de oxígeno y su influencia en la distribución espacial de *Cl-a* y PP de la comunidad del fitoplancton.
2. Caracterizar las escalas de variabilidad temporal de la concentración de *Cl-a* basada en el análisis de información satelital de imágenes de color del océano.
3. Describir la influencia de remolinos de mesoescala y el transporte advectivo de masas de agua en la distribución del segundo máximo de fluorescencia del fitoplancton.
4. Caracterizar la influencia de forzamientos locales como remolinos de mesoescala en la distribución y tasa de fijación de carbono de los productores primarios.

Estos objetivos serán abordados en detalle a lo largo de cada capítulo del presente trabajo de tesis. La variabilidad del inicio de la zona mínima de oxígeno y su influencia potencial en la distribución de *Cl-a* (objetivo 1) será tratada en el capítulo II, donde se

aborda la distribución especial del límite superior de la ZMO (IZMO). Se hace un análisis descriptivo de las variaciones del IZMO asociadas con el campo de densidad y la influencia de procesos advectivos.

Las escalas temporales de variabilidad de la clorofila (objetivo 2) en la región serán descritas en el capítulo III, donde los procesos de escala anuales e interanuales se analizan con las series de tiempo de imágenes de color del océano y fueron asociadas con las correspondientes escalas de variabilidad del nivel medio del mar. La influencia de remolinos de mesoescala fue analizada con los datos de los cruceros.

En el capítulo IV se analizará la influencia de la Corriente Costera mexicana, remolinos ciclónicos y las surgencias costeras en la distribución del segundo máximo de fluorescencia asociado y de la variación de OD sobre la isopícnica  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (objetivo 3).

Finalmente, en el capítulo V se analizará la influencia de la dinámica de la pínoclina en la variabilidad de la productividad primaria integrada (objetivo 4).

---

## **CAPITULO II. Variabilidad del límite superior de la zona del mínimo de oxígeno, nutrientes y la fluorescencia del fitoplancton.**

---

### **II.1 Introducción**

El Pacífico Oriental Tropical (POT) frente a las costas de México (POTM) es una de las tres regiones en el mundo, junto con el POT frente a las costas de Chile-Perú y el Mar de Arabia, donde se presenta una capa de mínimo de oxígeno (ZMO) con un límite superior muy cercano a la superficie y con un alto grado de hipoxia (Kamykowski y Zantera 1990, Helly y Levin 2004, Fiedler y Talley 2006, Karstensen *et al.* 2008, Stramma *et al.* 2008, Fuenzalida *et al.* 2009, Cepeda-Morales *et al.* 2009). Las ZMOs presentan un fuerte impacto en los ciclos biogeoquímicos del carbono y nitrógeno (Cline y Richards 1972, Codispoti y Richards 1976, Codispoti *et al.* 2001, Nevison *et al.* 2004). En las ZMOs se ha reportado que se generan importantes cantidades de gases con efecto invernadero como dióxido de carbono y debido a reacciones anaeróbicas se generan especies químicas reducidas del nitrógeno (Cline y Richards 1972, Codispoti y Richards 1976, Codispoti *et al.* 2001, Castro-Gonzales y Farías 2004, Devol *et al.* 2006, Farías *et al.* 2007).

Estudios recientes han puesto en evidencia que las ZMOs están expandiéndose verticalmente como respuesta a las fluctuaciones del clima del planeta (Keeling y Garcia 2002, Whytne *et al.* 2007, Monteiro *et al.* 2008, Bograd *et al.* 2008, Stramma *et al.* 2008, Oschlies *et al.* 2008). El aumento de la temperatura atmosférica trae como consecuencia un aumento en la estabilidad superficial de los océanos con disminución de la ventilación de aguas intermedias, traduciéndose en una expansión vertical de límite superior de las ZMOs (Whytne *et al.* 2007, Bograd *et al.* 2008, Stramma *et al.* 2008). De modo que la distribución espacial del límite superior y el inicio de la ZMO (IZMO) presentan una tendencia a hacerse más someros (Stramma *et al.* 2008, Bograd *et al.* 2008) lo cual potencialmente afectaría a la distribución de organismos pelágicos y bentónicos (Escribano *et al.* 2004) y posiblemente aumentando el flujo de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera.

Las bajas concentraciones de OD en la columna de agua afectan la distribución de organismos bentónicos y pelágicos (Helly y Levin 2004, Escribano *et al.* 2004). La variabilidad temporal y espacial de las ZMOs están asociadas a la interacción de procesos físico-biológico de diferentes escalas (Wyrski 1962, Morales *et al.* 1999, Escribano *et al.* 2004, Morrison *et al.* 1999, Monteiro *et al.* 2006, Monteiro *et al.* 2008, Fuenzalida *et al.* 2009). Aunque las ZMOs han sido espacialmente caracterizadas a escala global, son menos conocidos los aspectos dinámicos que gobiernan su variabilidad en escalas regionales y su posible impacto en las comunidades de productores primarios.

En todos los océanos los perfiles verticales de OD muestran un mínimo relativo asociado a aguas intermedias, pero sólo en las tres regiones ya mencionadas del mundo las concentraciones de OD llegan a niveles de hipoxia ( $22.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) y son consideradas como ZMOs. No existe un criterio único para delimitar la concentración de oxígeno disuelto (DO) que defina una ZMO, por consiguiente esto afecta la definición de sus límites en la columna de agua. Los valores más utilizados son de  $9 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $\sim 0.2 \text{ ml L}^{-1}$ ),  $22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $\sim 0.5 \text{ ml L}^{-1}$ ) y  $45 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $\sim 1.0 \text{ ml L}^{-1}$ ). Dependiendo del valor utilizado como referencia para definir una ZMO, será el grado de hipoxia de la columna de agua y la posición de su límite superior el cual puede llegar a profundidades cercanas a la superficie (60 a 100 m) (Kamykowski y Zentara 1990, Helly y Levin 2004, Karstensens *et al.* 2008, Cepeda-Morales *et al.* 2009).

Uno de los principales criterios utilizados considera la concentración de OD (p.e.  $\text{OD} = 45 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) como aquella en la que ocurre un efecto que perturba la distribución tanto de los organismos pelágicos como bentónicos (Escribano *et al.* 2004). Otro criterio se basa en la concentración de OD bajo la cual ocurren procesos de denitrificación ( $\text{OD} \leq 22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), el cual tiene un fuerte impacto en la pérdida de nitrógeno biológicamente reactivo en forma de gas inerte ( $\text{N}_2$ ) y en la producción de gases con efecto invernadero ( $\text{N}_2\text{O}$ ). Uno de los valores más aceptados ( $9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) fue propuesto por Kamykowski y Zentara (1990) que además de considerar la ocurrencia de denitrificación trata de compatibilizar mediciones de OD con un mínimo de errores por diferencias en los métodos de análisis.

En las fronteras geográficas de las ZMOs, donde convergen sistemas hidrográficos

con características biogeoquímicas diferentes, la variabilidad temporal del IZMO posee un fuerte componente estacional e interanual asociado a la presencia de masas de agua y al efecto de la circulación superficial (Morales *et al.* 1999, Johnson *et al.* 1999, Helly y Levin 2004, Escribano *et al.* 2004, Monteiro *et al.* 2008, Cepeda-Morales *et al.* 2009). El límite norte del POTM es una región altamente dinámica donde convergen sistemas de circulación superficial de origen remoto (Lavín *et al.* 2006, Kessler 2006, Godínez *et al.* 2010) y donde también ocurre la superposición del IZMO con la base de la zona eufótica (Goericke *et al.* 2000, Cepeda-Morales *et al.* 2009). Este último mecanismo genera que en la zona eufótica se presenten características hidrográficas y biogeoquímicas particulares cuyo impacto en las comunidades del fitoplancton ha sido poco estudiado (Pennington *et al.* 2006, Cepeda-Morales *et al.* 2009).

La influencia de los procesos de mesoescala ha sido en los últimos años considerados importantes en el control de la producción primaria en la región norte del POT (Willet *et al.* 2006). Debido a que promueven el flujo de nutrientes desde capas sub-superficiales hacia la capa iluminada donde ocurre la fotosíntesis en escalas menores al ciclo estacional, lo que sustenta un alto porcentaje de la productividad de los ecosistemas (McGuillicuddy *et al.* 1999, McGuillicuddy *et al.* 2007). La variabilidad de mesoescala y su rol en la distribución de propiedades hidrológicas de las ZMOs han sido poco documentada, y menos aún su importancia en el flujo de nutrientes hacia la zona eufótica y su impacto en los productores primarios (Goericke *et al.* 2000, Cepeda Morales *et al.* 2009, Maske *et al.* 2010).

Las masas de agua de las ZMOs más importantes de los océanos mundiales (p.e. Mar de Arabia, POTN y POTS) están asociadas a un alto contenido de macro-nutrientes (NND, PID y Si) (Fidley y Talley 2006, Silva *et al.* 2009). Este patrón inverso entre el contenido de OD y la concentración de macro-nutrientes es un rasgo común de todos los océanos del mundo y es debido a procesos de remineralización de la materia orgánica (Sarmiento y Gruber 2005). En el POTM, la distribución vertical de OD y nutrientes (NND y PID) fue reportada por Cline y Richards (1972), quienes evidenciaron el alto contenido de macro-nutrientes en la ZMO, cuya extensión fue registrada desde 100 a 800 m (14°N y 92°W). Fidley y Talley (2006) describieron la covariación de la concentración de nutrientes,

OD y el campo de densidad a lo largo del margen oriental del pacífico (20°N-20°S), donde el levantamiento general de las isopícnas pone cerca de la superficie aguas ricas en nutrientes y pobres en OD en el POTM.

La profundidad promedio del IZMO en la región del POTM ha sido reportada con un valor de ~60 m (Fernandez-Alamo y Färber-Lorda 2006, Cepeda-Morales *et al.* 2009) y presenta un alto grado de hipoxia ( $OD < 22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) (Goerikce *et al.* 2000, Cepeda-Morales *et al.* 2009). La profundidad de la zona eufótica en la región ha sido reportada entre 70 a 120 m por lo que se superpone hasta en 40 m con la ZMO (Goerikce *et al.* 2000, Cepeda-Morales *et al.* 2009). Como consecuencia una parte importante de la zona eufótica del POTM está bajo la influencia de agua proveniente de la ZMO rica en nutrientes (Cline y Richards 1972, Codispoti y Richards 1976, Fiedler y Talley 2006).

La posición somera del IZMO en el POTM permiten evaluar la influencia de diferentes procesos dinámicos en la distribución de las condiciones de hipoxia y su influencia en el transporte de nutrientes hacia la zona eufótica, lo que afectaría las respuestas de los productores primarios que finalmente se traduciría en variaciones del flujo de carbono hacia las capas profundas o hacia niveles tróficos superiores. La influencia de la ZMO sobre estas importantes comunidades es un aspecto que aún está poco estudiado (Maske *et al.* 2010). En el POTM, debido a su carácter transitorio estas comunidades estarían recibiendo fuerte influencia de procesos advectivos por la intrusión de Agua de la Corriente de California y por la influencia subsuperficial de la ZMO. Esta conjunción de factores ha sido poco documentada y en especial el posible rol de fertilización de los océanos debido a la cercanía de la ZMO con la zona eufótica.

Basados en información de cuatro cruceros hidrográficos realizados en el POTM se estudió la variabilidad del IZMO y su relación con la distribución de los nutrientes de la capa superficial, lo cual potencialmente estaría funcionando como un fuente para la fertilización en las ZMO.

## **II.2 Materiales y Métodos**

El área de estudio corresponde a la región de transición tropical–subtropical del Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM), centrada en la latitud de Cabo

Corrientes (fig. 1). Los datos fueron colectados en cuatro cruceros oceanográficos realizados entre 2005 y el 2007 (Tabla I) a bordo del B/O Francisco de Ulloa (CICESE). Las estaciones hidrográficas fueron organizadas en seis transectos perpendiculares a la costa (de norte a sur: T1, T3, T4, T5, T6, T8) y con conexiones cortas entre sí (T2 y T7) como se muestra en la figura 1 donde se utiliza como ejemplo la distribución de estaciones realizadas en el crucero de junio del 2005. En cada estación hidrográfica se calcularon perfiles verticales de temperatura potencial ( $\theta$ ) y salinidad (S) en base a los datos colectados con un CTD modelo SeaBird 911 plus bajado a una profundidad regular de hasta 1000 m (Tabla I). La anomalía de densidad potencial ( $\gamma_\theta$ ) fue calculada a partir de los datos de  $\theta$  y S acorde con UNESCO (1991).

El CTD se complementó con sensores de oxígeno disuelto (OD,  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) y de fluorescencia *in vivo* de clorofila (FCl<sub>a</sub> a en unidades relativas o u.r.) utilizada como una aproximación de la distribución de clorofila total (Cl-a) del fitoplancton. Todo el sistema fue montado en una roseta acompañado de botellas Niskin de 5 L para tomar muestras de agua.

Tabla I. Campañas hidrográficas realizados en la región del PTOM frente a Cabo Corrientes por la segunda etapa del programa PROCOMEX.

Crucero	Periodo crucero	n° Lances CTD
PC-0506	3 al 19, junio del 2005	152
PC-0511	5 al 21, noviembre del 2005	159
PC-0608	7 al 22, agosto del 2006	141
PC-0703	3 al 23, marzo del 2007	159

Se tomaron muestras discretas de agua para el análisis de OD y nutrientes. Las muestras de OD fueron fijadas y analizadas a bordo del barco por el método de MicroWinkler (Anderson 1971). Para el análisis de nutrientes las muestras fueron almacenadas en botellas de polietileno de alta densidad (20 ml), las cuales fueron congeladas (-20°C) hasta el momento de su análisis en el laboratorio. Las muestras para

OD se tomaron en un tercio de las estaciones hidrográficas a tres profundidades representativas del perfil de OD capturado con el sensor acoplado al CTD. El criterio para selección de las profundidades se basó en los perfiles descendentes de OD y FCl<sub>a</sub>, y fueron: en el primer máximo de FCl<sub>a</sub> (capa superficial), en el mínimo relativo de OD (capa intermedia) y en la profundidad máxima del lance (capa profunda). Estas mediciones fueron utilizadas para evaluar y corregir el desempeño del sensor de OD mediante un análisis de regresión lineal por mínimos cuadrados entre las mediciones de MicroWinkler y del sensor. La concentración de nitrato+nitrito disuelto (NND en  $\mu\text{M}$ ) se cuantificó por espectrofotometría visible utilizando el método de reducción por cadmio (Eaton *et al.* 2005) en un Autoanalizador (Skalar).

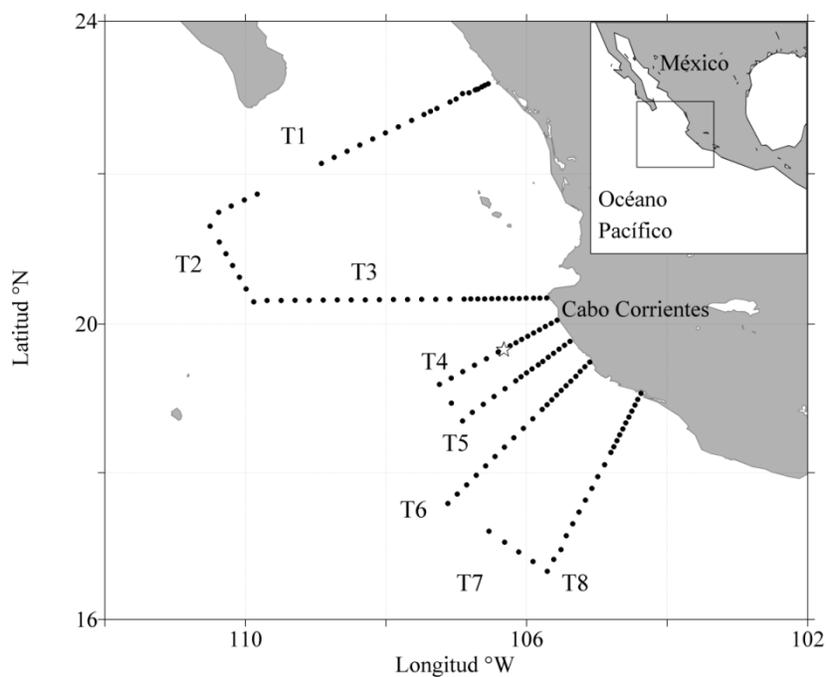


Figura 1. Área de estudio en el Pacífico Oriental Tropical frente a México. Se indican las líneas y las estaciones hidrográficas. Se utilizan los datos de junio del 2005 como ejemplo. Se indica la posición de la estación T4-10 (estrella blanca), la cual se utilizó para mostrar el perfil de OD característico de la ZMO en el POTM.

Tabla II. Rangos de variación de las masas de agua y sus abreviaciones. Los intervalos son basados en Durazo y Baumgartner (2002), Castro *et al.* (2006) y Lavín *et al.* (2009).

Masas de agua		Salinidad	Temperatura (°C)
Agua de la Corriente de California	ACC	$S \leq 34.5$	$12 < T < 18$
Agua SubArctica	ASA	$S \leq 34.0$	$8 < T < 21$
Agua Tropical superficial	ATS	$S < 34.9$	$T \geq 18$
Agua del Golfo de California	AGC	$S > 34.9$	$T \geq 12$
Agua Subtropical Subsuperficial	AStSs	$34.5 \leq S \leq 35.0$	$9.0 \leq T \leq 18.0$
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	$34.5 \leq S \leq 34.8$	$4.0 \leq T \leq 9.0$

## II.3 Resultados

### II.3.1 Características generales de la ZMO

La distribución vertical de oxígeno disuelto (OD) en los primeros 1000 m de la columna de agua, se caracterizó por la presencia de una amplia zona con valores mínimos (ZMO) cuyo límite de distribución fue definido por la concentración de  $OD \geq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (fig. 2a) basado en la propuesta de Kamykowski y Zentara (1990). La amplitud de la ZMO abarcó ~90 % de los primeros 1000 m de la columna de agua, cuyo límite superior de distribución se ubicó cercano a la superficie. Como ejemplo se muestra el perfil vertical de OD de la estación 10 del transecto T4 de marzo del 2007. Por encima de la ZMO se presentó un abrupto cambio en la concentración de OD que decae entre ~40 a ~70 m de 180.0 a 45.0  $\mu\text{mol L}^{-1}$  lo que define una marcada oxiclina la cual es un rasgo característico de la región.

La distribución vertical del OD presentó una diferencia latitudinal, donde los perfiles de OD del norte presentaron una oxiclina de gradientes suaves (datos no mostrados), respecto al cambio abrupto de la oxiclina de los perfiles de la zona sur. Esta variabilidad latitudinal generó que las líneas hidrográficas intermedias presentaran influencia de ambos extremos en la variabilidad de la distribución vertical de OD, como fue el caso del transecto T4. La distribución vertical promedio de OD del transecto T4 y su correspondiente desviación estándar evidenció que la mayor variabilidad en el contenido de

oxígeno se presentó en los primeros 150 metros de la columna de agua lo que afectó principalmente la inclinación de la oxiclina, mientras que por debajo de los 150 m y hasta ~900 m la variabilidad del contenido de OD fue mínima o nula (fig. 2 b-e).

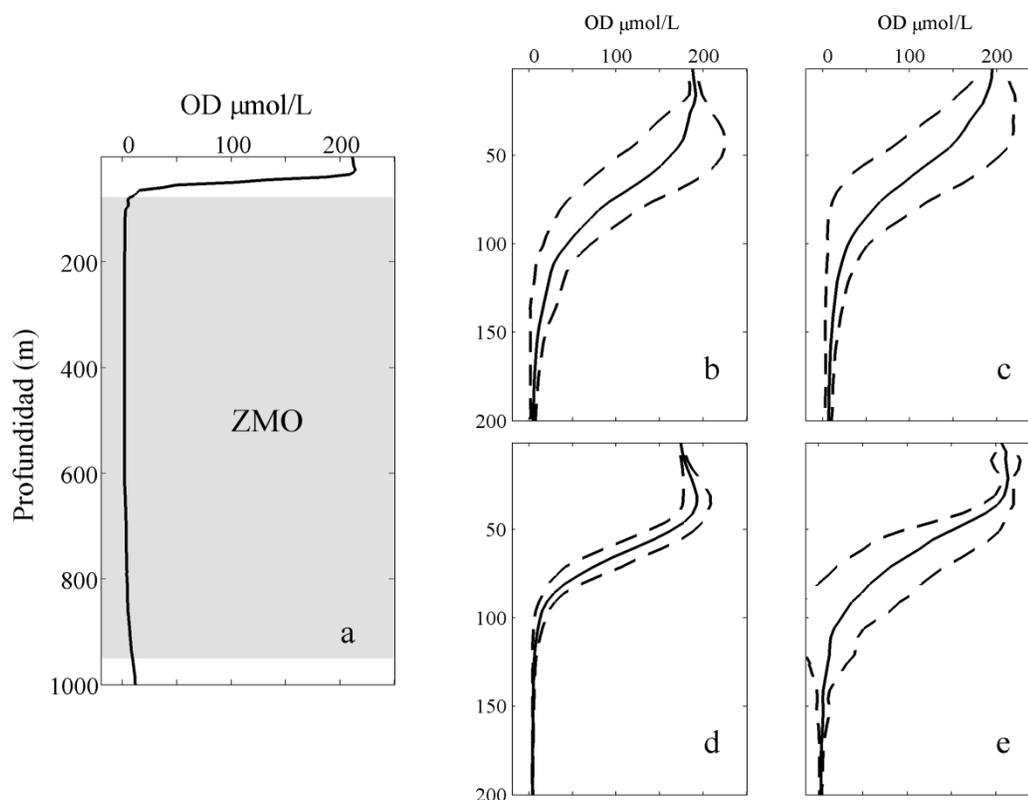


Figura 2. Perfiles de oxígeno disuelto de la columna de agua ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) medidos en la región del POTM. a) Perfil de OD de la estación T4-10 de marzo del 2007, utilizado como ejemplo para mostrar el gradiente de cambio del OD y la amplitud de la zona de mínimo de oxígeno ( $\text{OD} \leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ , área sombreada en gris). Perfiles de OD promedio (línea negra) del transecto T4 y su desviación estándar (línea punteada) del transecto por crucero, para b) junio 2005; c) noviembre 2005; d) agosto 2006; e) marzo 2007.

Junio y noviembre tuvieron un perfil promedio de OD muy similar. Ambos presentaron un decaimiento moderado en los primeros 50 m seguidos de la oxiclina hasta los 100 m. La mayor variabilidad en el contenido de OD se presentó alrededor de la oxiclina evidenciado por la más alta desviación estándar de los datos (línea punteada fig. 2

b y c). Agosto presentó la menor variabilidad en la concentración de OD del transecto T4, con una capa superficial (>50 m) homogénea y un máximo subsuperficial, seguido de una marcada oxiclina ubicada entre 50 y 100 m (fig. 2d). La concentración de OD de la capa superficial de marzo fue constante, por debajo la oxiclina se extendió entre 50 y 100 m y presentó la mayor variación cercana a los 100 m de profundidad (fig. 2e).

La concentración de OD asociada a las características termohalinas (diagramas  $\theta$ -S) mostraron patrones persistentes asociados al campo de densidad, donde aguas ubicadas en las isopícnas < 25.0 kg m<sup>-3</sup> se presentaron ricas en OD (>100  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ), mientras que en aquellas ubicadas entre 26.0 a 27.5 kg m<sup>-3</sup> se midió el menor contenido de OD (< 9  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) de la columna de agua (fig. 3).

La presencia de Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) caracterizada por temperaturas entre 9 a 18°C y salinidad de 34.5 a 34.9 (Tabla II) se localiza principalmente entre las isopícnas de 26.0 a 27.0 kg m<sup>-3</sup> y presentó OD  $\leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ . Por encima del AStSs se observó la presencia de Agua de la Corriente de California (ACC) cuyo contenido de OD varió de ~150  $\mu\text{mol L}^{-1}$  y cercano a la isopícnica de 25.0 kg m<sup>-3</sup>. El OD disminuyó a 50  $\mu\text{mol L}^{-1}$  en la región del diagrama  $\theta$ -S donde se superpone con AStSs evidenciando un posible intercambio de OD por mezcla. Otra importante masa de agua encontrada en la región, excepto en marzo (fig. 3d), fue del Agua Subártica (ASA) con la más baja salinidad (33.6) y temperatura de 8 a 21°C, y con un contenido elevado de OD (~200  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ). La presencia de ASA y ACC se observó principalmente al norte y en el área oceánica de la región de estudio en los transectos T1, T2 y T3, disminuyendo su contribución desde el transecto T4 hacia el sur hasta desaparecer desde T6 a T8 (datos no mostrados).

El límite de distribución superior o inicio de la ZMO (IZMO) definido por la profundidad de la isolínea de OD = 9  $\mu\text{mol L}^{-1}$  presentó tanto variabilidad espacial como temporal (fig. 4). La distribución del IZMO presentó un patrón latitudinal persistente en el tiempo, el cual fue somero (60 a 90 m) desde el transecto T4 al sur y profundo (>150 m) en la parte norte en las estaciones hidrográficas de T2 y en las estaciones oceánicas de T1 y T3. También se observó que en la entrada del Golfo de California ocurrió un aumento en la profundidad del IZMO en el mes de noviembre (fig. 4b).

Además del patrón general se observaron núcleos altos/bajos en la distribución

espacial del IZMO. En las estaciones intermedias de T3, se observaron valores altos relativos de 150 m en junio (fig. 4a). En noviembre se encontraron valores bajos relativos de 90 m ubicado en estaciones intermedias de T4, así como un núcleo más profundo de 120 m en la parte más oceánica del transecto T8 (fig. 4b). En la parte costera desde T3 hacia el sur se registró un patrón con profundidades < 90 m en la costa y mayores en las estaciones oceánicas en junio y noviembre (fig. 4 a y b) llegando a ~60 m en marzo (fig. 4d).

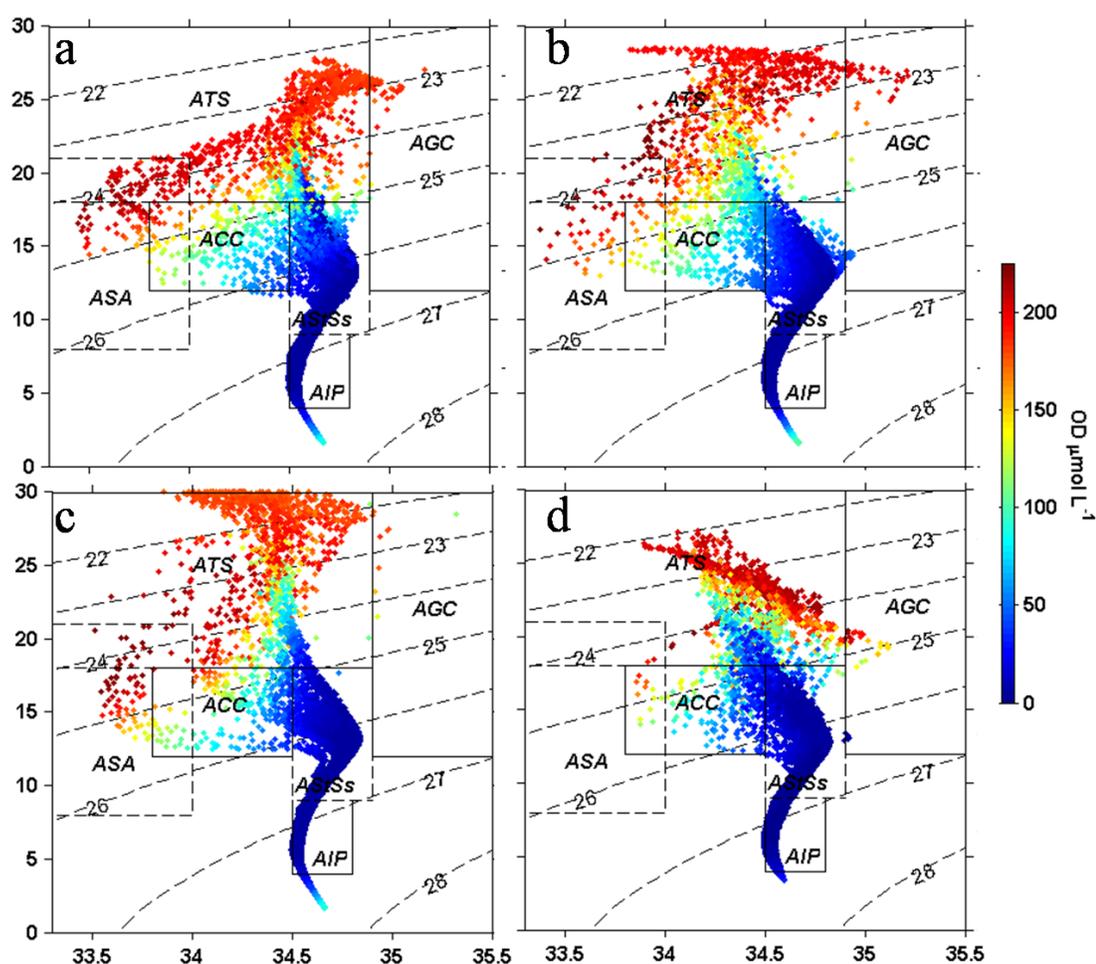


Figura 3 Diagramas  $\theta$ -S de cada crucero. En color se indica la concentración de OD ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ). Agua del Golfo de California (AGC), Agua de la Corriente de California (ACC), Agua SubÁrtica (ASA), Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs), Agua Intermedia del Pacífico (AIP). La clasificación de las masas de agua se muestran en la tabla II: a) junio; b) noviembre; c) agosto; d) marzo.

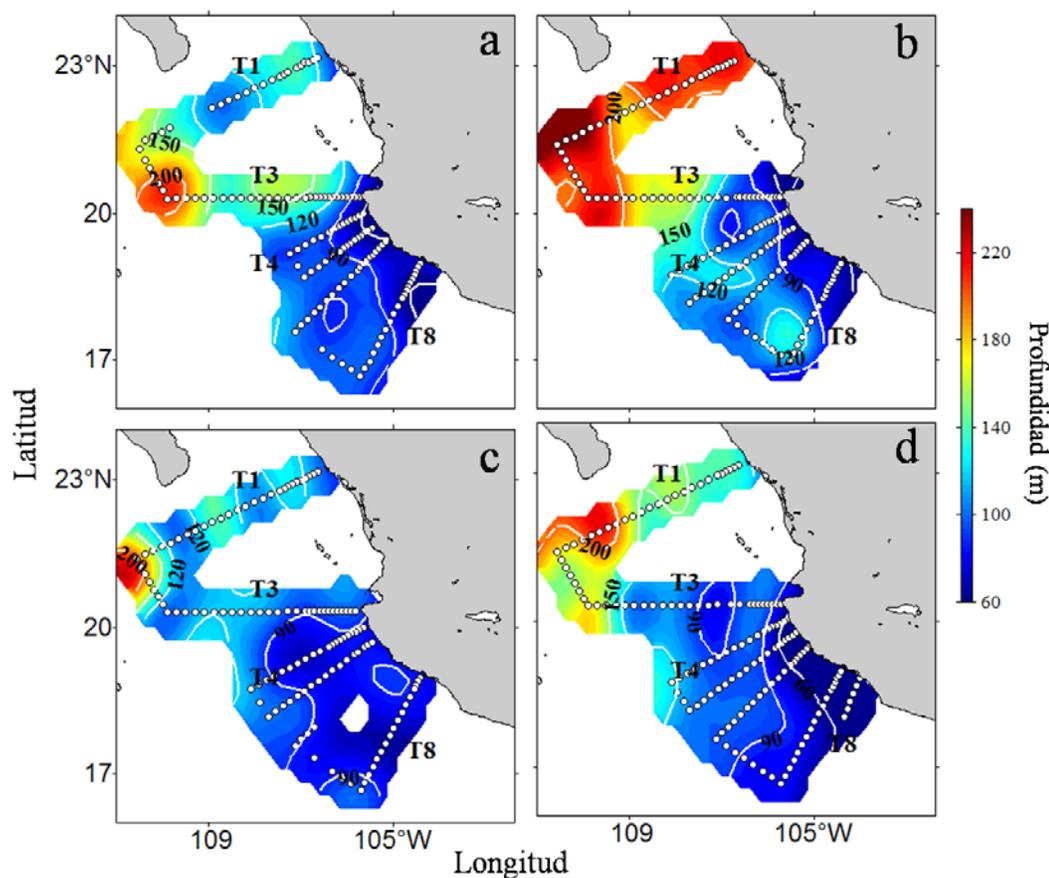


Figura 4. Profundidad de inicio de la zona de mínimo oxígeno (IZMO, m), definida por la distribución de  $OD = 9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (Kamykowski y Zentara 1990). Los puntos blancos indican las estaciones hidrográficas donde se realizaron lances del CTD y se midió la concentración de OD: a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007.

La distribución de salinidad de los primeros 200 m de la columna de agua mostró marcados gradientes verticales asociados con agua de baja salinidad (33.8) observada con mayor frecuencia en la región norte. Como ejemplo de esta condición se presenta el transecto T3 (fig. 5). Sobre el campo de salinidad se superpusieron algunas isopícnas seleccionadas, así como las isolíneas de OD que representan la base de la oxiclina ( $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) y el IZMO ( $9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). La presencia de agua de baja salinidad fue un rasgo persistente en el tiempo, el cual fue más intenso en junio (fig. 5a) y menor o ausente en agosto (fig. 5c) con una distribución cercana a las isopícnas de  $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$ . Por

debajo de los primeros 100 m de la columna de agua se presentó agua de mayor salinidad delimitada por la distribución de la isohalina de 34.7. En los meses de junio y noviembre en las estaciones más costeras se observó que la isohalina de 34.7 se acercó a la superficie (50 m) mientras que en áreas oceánicas la presencia de agua de baja salinidad fue más intensa llegando a afectar la salinidad de la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  y la isohalina de 34.7 presentó la tendencia a hacerse más profunda (fig. 5a y b).

En todos los cruceros se encontró que por debajo y cercana a la base de la oxiclina el IZMO estuvo asociado principalmente con la isolínea de salinidad de 34.7, variando espacialmente cercana a ella. La posición general del IZMO en la región norte fue por debajo pero cerca de los 100 m de profundidad, a excepción de la zona costera de junio y noviembre donde se acercó más a la superficie (~50 m). Aunque el IZMO se mantuvo cercano a la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  con cierto grado de covariación, en algunas zonas presentó diferencias marcadas. En la zona costera alcanzó profundidades menores y en regiones oceánicas se profundizó (fig. 5 a y b) respecto a la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$ .

La distribución de salinidad en los primeros 200 m de la columna de agua en la región sur representado por el transecto T8, presentó marcados gradientes verticales en los primeros 100 m (fig. 6). A lo largo de la distribución de la isopícnica de  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$  se observó una estrecha concordancia en la posición vertical de la base de la oxiclina y de la isohalina de 36.4 característica persistente excepto en marzo (fig. 6d). Estas tres estructuras covariarían en el espacio y en el tiempo. Por encima de la isopícnica de  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$  se observaron los mayores cambios en la salinidad, tanto horizontal como verticalmente. En junio y noviembre se observó la presencia de un mínimo de salinidad subsuperficial de 34.4 sobre la isopícnica de  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$  la cual siguió la distribución espacial de dicha isopícnica (fig. 6a y b). La menor salinidad (34.0 a 34.2) de agosto y marzo se presentó en la superficie (<50 m), hasta la profundidad de distribución de la isopícnica de  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$  y de la isolínea de OD de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ .

La presencia del agua de la ZMO delimitada por la distribución de la isolínea de  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  en la región sur se mantuvo por encima de los 100 m llegando hasta profundidades de 50 m, cuya variabilidad espacial siguió el comportamiento del campo de densidad así como de las isohalinas de 34.6 y 34.7 en los cuatro cruceros.

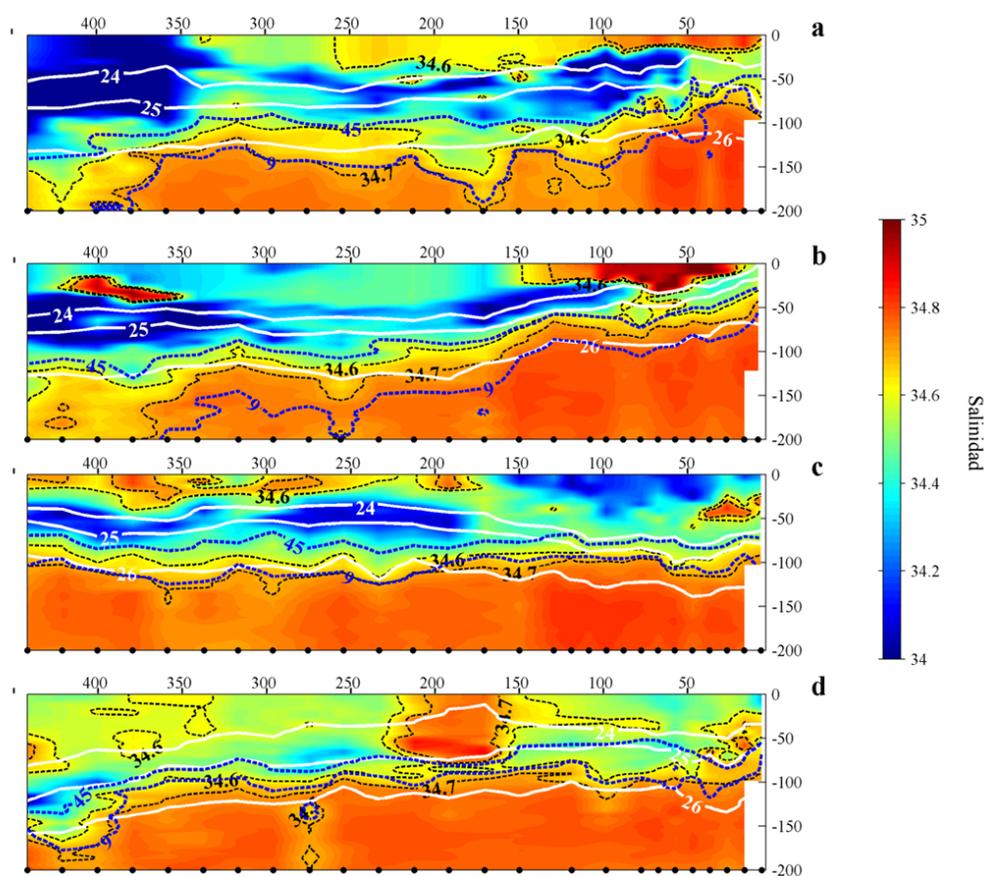


Figura 5. Secciones de salinidad (indicada con color de fondo) del transecto T3 como ejemplo de las condiciones del norte. Se superponen isolíneas seleccionadas de: salinidad (líneas negras punteadas), anomalía de densidad potencial ( $\text{kg m}^{-3}$ , líneas blancas continuas) y concentración de oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ , líneas azules punteadas). a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007.

### II.3.2 Relación de la ZMO con la concentración de nutrientes

La distribución vertical del IZMO presentó una amplia variabilidad espacial cuya ubicación en la columna de agua se mantuvo entre 60 a 250 m de profundidad (fig. 4). Además, la distribución vertical del IZMO se presentó asociada con la presencia de AStSs representada por la isohalina de 34.7, lo cual fue más evidente en la región sur (fig. 6). En esta sección se describirá la influencia de la ZMO en los primeros 50 m de la columna de agua, región donde ocurren los procesos más importantes asociados con los productores primarios.

La distribución espacial de salinidad a 50 m de junio presentó un marcado gradiente con baja salinidad ( $\sim 33.6$ ) en el noroeste y alta ( $>34.5$ ) hacia el sureste de la región de estudio (fig. 7a). Las áreas con mayor salinidad se ubicaron en la zona costera de las líneas T3 a T8 y en un núcleo delimitado por salinidad de 34.6 en las estaciones oceánicas de T5 y T6. La distribución de OD a 50 m presentó una concordancia inversa con la salinidad, donde regiones de baja salinidad se caracterizaron por alto concentración de OD en la región noroeste y en todas las zonas donde la salinidad fue  $<34.5$ , mientras que en áreas con salinidad  $>34.6$  la concentración de OD fue  $<45 \mu\text{mol L}^{-1}$  (fig. 7b).

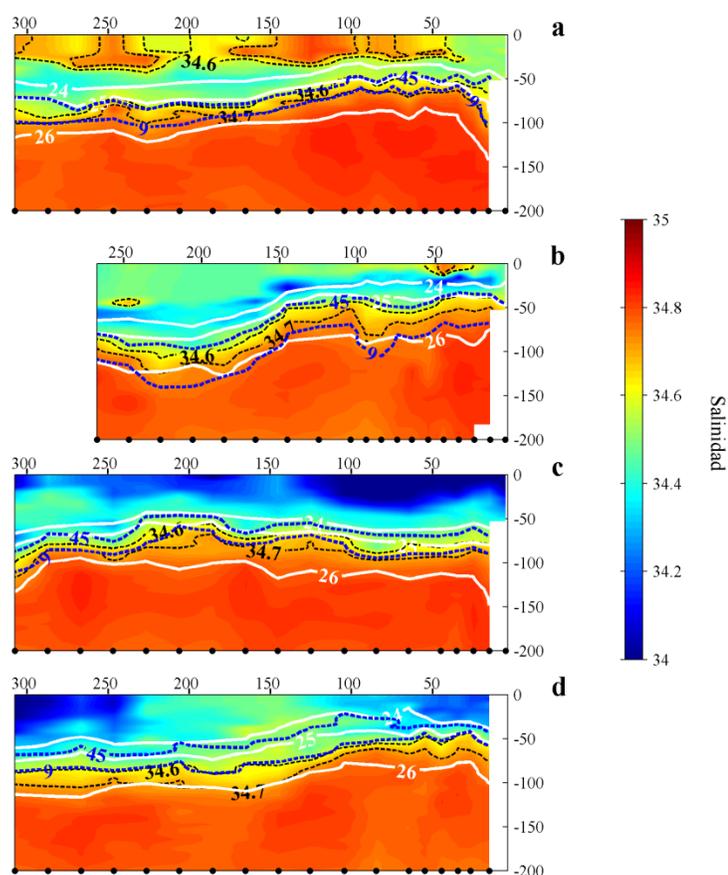


Figura 6 Secciones de salinidad (indicada con color de fondo) del transecto T8 como ejemplo de las condiciones del sur. Se superponen isólinas seleccionadas de: salinidad (líneas negras punteadas), anomalía de densidad potencial ( $\text{kg m}^{-3}$ , líneas blancas continuas) y concentración de oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ , líneas azules punteadas). a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007.

En las regiones donde se presentó alta salinidad y bajo OD, el máximo subsuperficial de clorofila-a (MSC), estimado a través de la señal de fluorescencia promedio entre las isopícnas 23.5 y 25.0  $\text{kg m}^{-3}$ , presentó valores relativamente altos, definiendo un núcleo centrado en las estaciones oceánicas de T5 y en la región costera desde T3 a T8 (fig. 7c). La concentración de NND asociada a las propiedades termohalinas de las muestras discretas tomadas en los primeros 200 m de la columna de agua, mostraron que las más altas concentraciones de NND ( $>15 \mu\text{M}$ ) se asociaron con AStSs de salinidad  $>36.6$  y que la menor concentración de NND estuvo asociada con ASA de salinidad  $< 34.0$ .

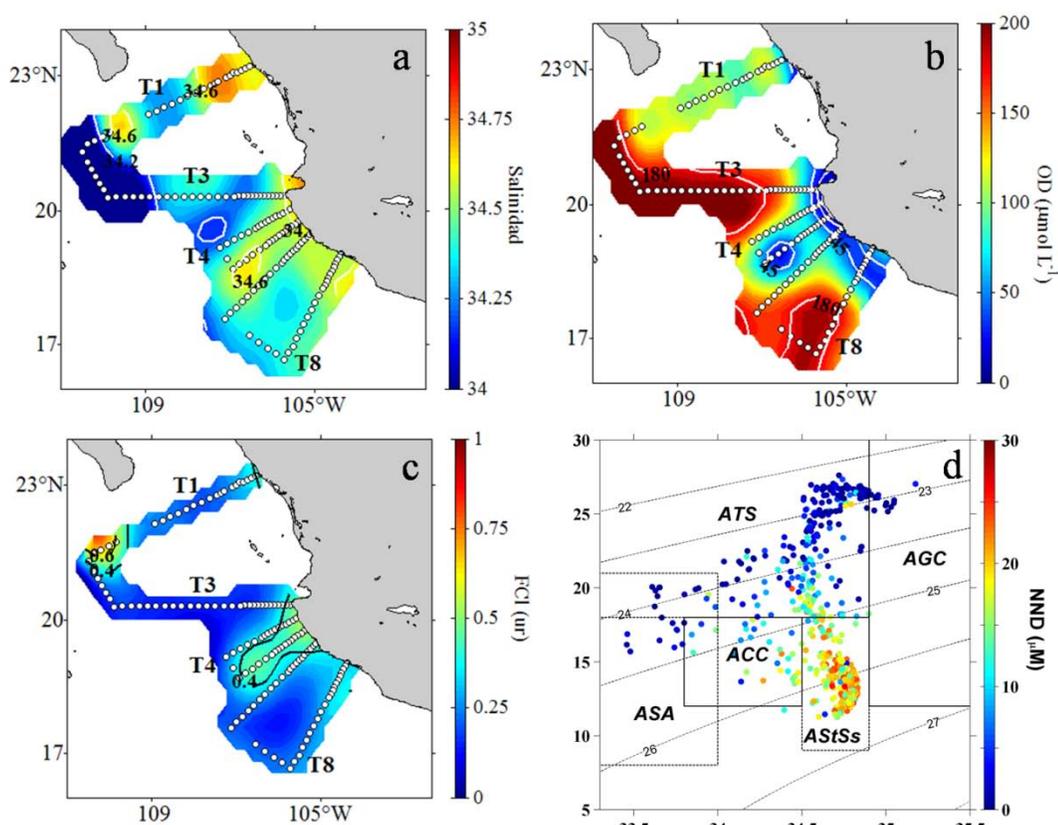


Figura 7. Propiedades hidrográficas en junio del 2005, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FChl a a promedio (en unidades relativas) entre las isopícnas de 23.0 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$  como estimador del MSC. d) Diagrama  $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.

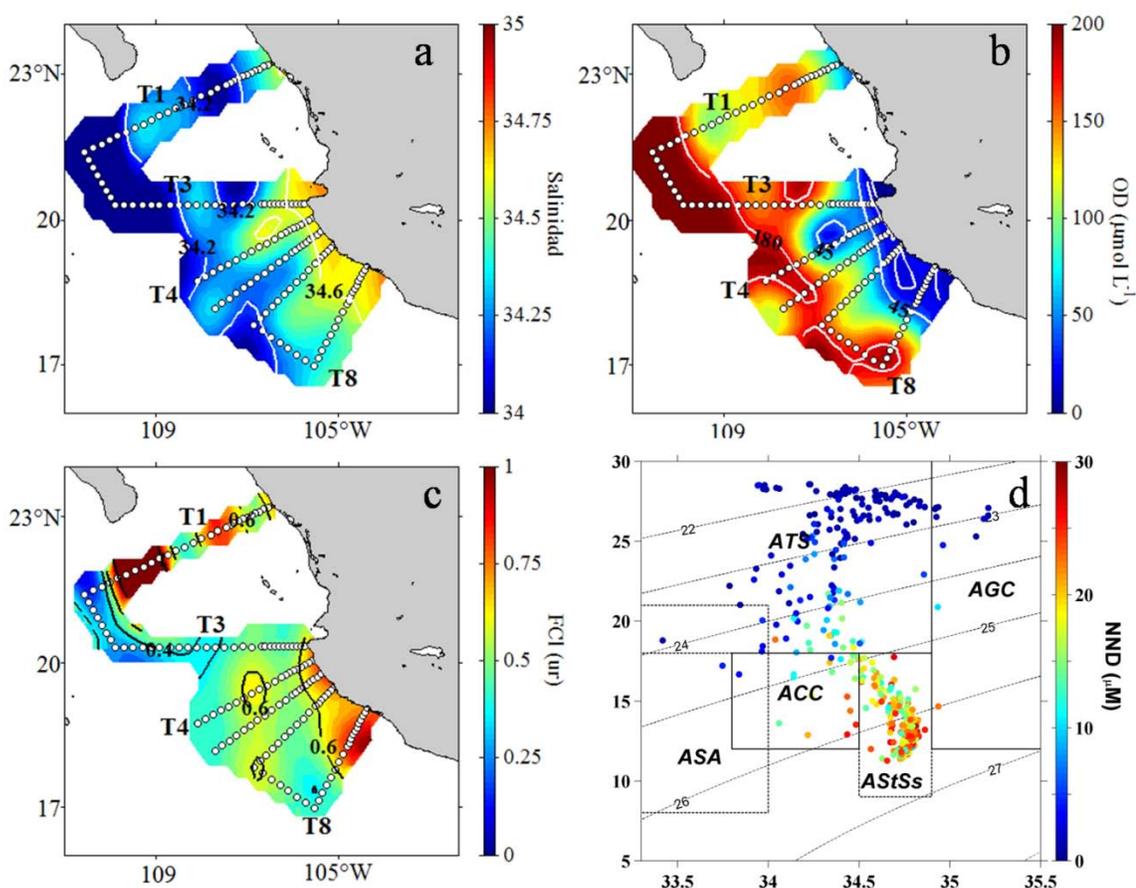


Figura 8. Propiedades hidrográficas de noviembre del 2005, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FCl a promedio entre las isopiecnas de 23.0 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$  como estimador del MSC. d) Diagrama  $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.

La distribución espacial de la salinidad a 50 m en noviembre presentó los valores más bajos ( $\sim 33.5$ ) en las estaciones oceánicas ubicadas al noroeste de la región de estudio (tramos T1 a T3) y los más altos ( $\geq 34.6$ ) en las estaciones costeras al sureste desde T3 a T8 (fig. 8a). Se destaca la presencia de un núcleo de alta salinidad ( $\geq 34.6$ ) centrado en las estaciones intermedias de T4. La distribución de OD a 50 m presentó correspondencia entre las regiones con bajas salinidad con altos valores de OD ( $\geq 80 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) mientras que en las áreas donde se presentó alta salinidad la concentración de OD fue consistentemente baja ( $\leq 45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) lo cual fue evidente en el núcleo de bajo OD centrado en las estaciones

intermedias de T4 y en las estaciones costeras desde T3 a T8 (fig. 8b).

EL MSC, estimado a través de la fluorescencia promedio entre las isopícnas de 23.5 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$ , presentó en la región al sur de T3 valores relativamente altos en la señal de fluorescencia ( $\geq 0.6$  ur) donde se puede identificar un núcleo centrado en las estaciones intermedias de T4 así como en las estaciones costeras desde T3 al T8 (fig. 8c). La relación descrita entre las propiedades termohalinas y la concentración de NND demuestra que AStSs de salinidad  $\geq 34.6$  presentaron la concentración más alta de NND ( $>20.0$   $\mu\text{M}$ ).

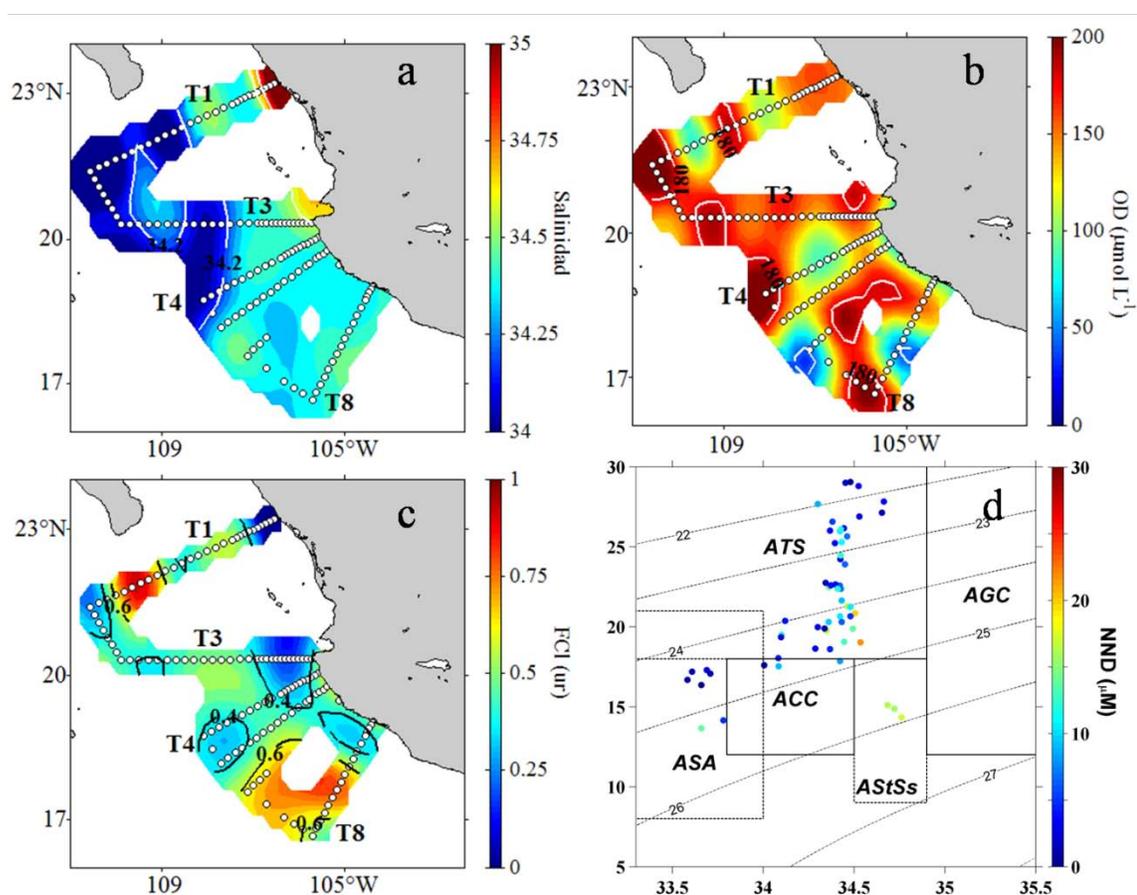


Figura 9. Propiedades hidrográficas en agosto del 2006, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) F:Cl a promedio entre las isopícnas de 23.0 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$  con MSC estimado a través de la fluorescencia promedio. d) Diagrama  $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.

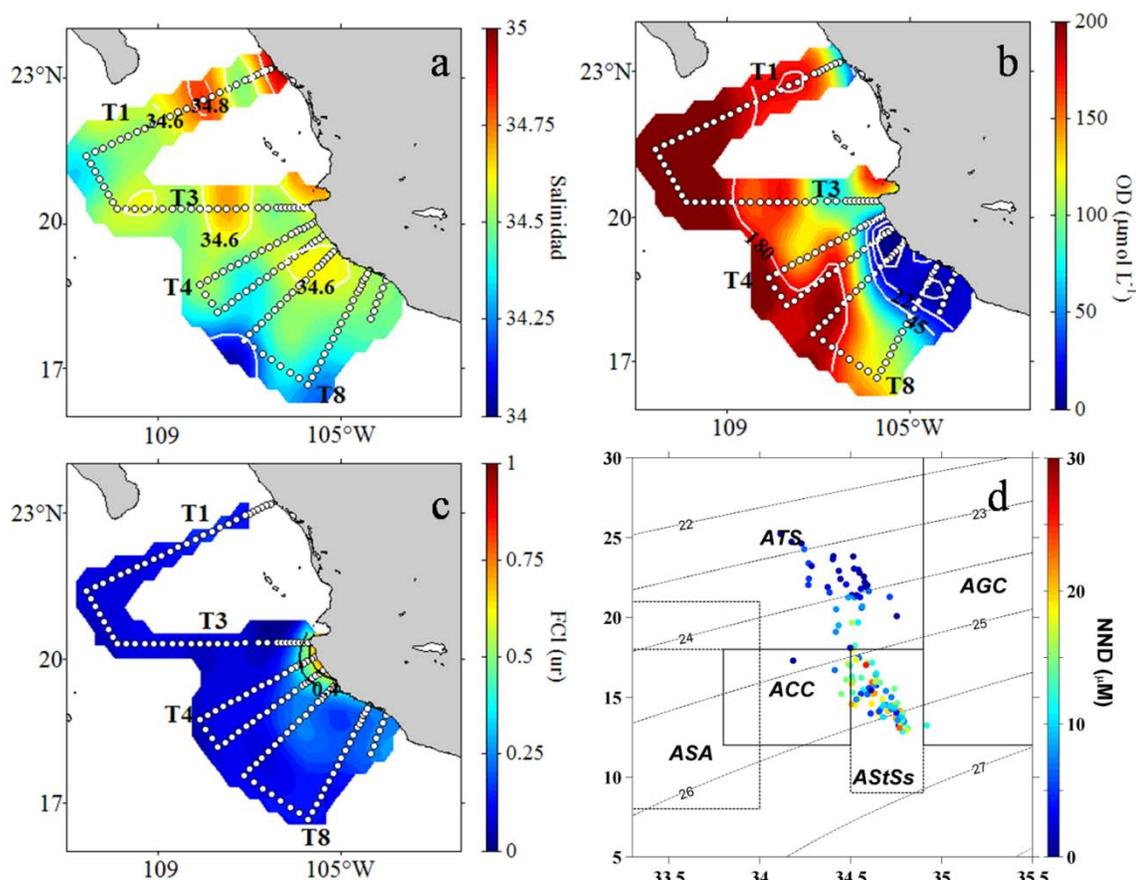


Figura 10. Propiedades hidrográficas en marzo del 2007, distribución espacial de (a) salinidad a 50 m; b) oxígeno disuelto ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m; c) FCIa a promedio entre las isopicnas de 23.0 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$  con  $\sigma_{\theta}$  estimado de MSC. d) Diagrama  $\theta$ -S y concentración de NND ( $\mu\text{M}$ , en color) de muestras discretas tomadas entre 0 a 200 m. Los acrónimos de las masas de agua se muestran en la tabla II.

La distribución de salinidad a 50 m observada en agosto presentó en general valores  $\leq 34.4$  con un marcado patrón, con baja salinidad en la región noroeste y mayor en la región sureste delimitado por la isohalina de 34.2 que divide el transecto T3 (fig. 9a). Se insinúan núcleos de salinidad  $\sim 34.5$  en las estaciones intermedias de T1 y T4 así como en estaciones oceánicas de T6 y T8. La concentración de OD a 50 m presentó la mayor cobertura de valores altos de las cuatro cruces y tuvo una distribución homogénea con concentraciones en general  $> 150 \mu\text{mol L}^{-1}$  (fig. 9b) interrumpida por la presencia de núcleos de mínimos relativos de OD  $\sim 100 \mu\text{mol L}^{-1}$  en estaciones intermedias de T1 y T4, mientras que en las

estaciones oceánicas de T6 y T8 se observaron dos núcleos de menor concentración de OD ( $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ).

La distribución espacial del MSC para agosto presentó un comportamiento homogéneo (0.3 a 0.4 ur) en toda la región (fig. 9c). Se insinúan de manera tenue valores de 0.4 ur coincidiendo en posición con los mínimos de salinidad observados en ese mes. Además sobresale el único núcleo (0.5 ur) en las estaciones oceánicas de T1. La concentración de NND de muestras tomadas a 50 m ( $n=62$ ) asociadas a la distribución de las propiedades termohalinas descritas en el diagrama  $\theta$ -S (fig. 9d), evidencian que las concentraciones  $<10.0 \mu\text{M}$  de NND se asociaron con ASA y ATS y que las concentraciones más altas ( $\sim 15.0 \mu\text{M}$ ) se asociaron con AStSs.

La salinidad medida sobre la superficie de referencia de 50 m en marzo del 2007 tuvo valores  $>34.3$  en toda la región (fig. 10a). Se observaron núcleos de valores altos relativos ubicados, uno en las estaciones intermedias de T1 (34.8), el segundo menos intenso en las estaciones intermedias de T3 (34.6) y un tercero que abarcó las estaciones costeras desde T5 y T6 que se extendió hasta las estaciones más al sur con salinidad de 34.5. La distribución de OD a 50 m presentó un marcado patrón noreste-suroeste delimitado por la isolínea de  $180 \mu\text{mol L}^{-1}$  donde las concentraciones más altas se midieron al noroeste de la región y las más bajas ( $\leq 45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) en las estaciones costeras ( $< 150$  km de la costa) desde T4 a T8 con una amplia zona de transición de valores altos en OD ( $\sim 100 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). En general, los núcleos de bajo OD coincidieron espacialmente con salinidad de 34.6 o mayor, excepto en el caso del núcleo ubicado en las estaciones intermedias de T1 cuya salinidad fue de 34.8 y se registró una elevada concentración de OD ( $150 \mu\text{mol L}^{-1}$ ).

La distribución e intensidad del MSC, representado con el valor promedio de FCl<sub>a</sub> a entre las isopicnas de 23.0 a 24.0  $\text{kg m}^{-3}$ , evidenció que en marzo los máximos valores del MSC se presentaron en los primeros 150 km de la costa entre los transectos T4 a T6 donde se presentó salinidad de 34.6 y  $\text{OD} \leq 45 \mu\text{mol L}^{-1}$  (fig. 10c). La concentración de NND asociada a las propiedades termohalinas evidenció que los valores altos entre 12.0 a 16.0  $\mu\text{M}$  de NND se relacionaron con AStSs de salinidad de 34.6 y que bajas concentraciones de NND  $\sim 4.0 \mu\text{M}$  se presentaron asociadas a una salinidad similar pero del ATS.

## II.4 Discusiones

### II. 4.1 Características generales de la ZMO

El valor de OD utilizado como referencia para definir la ZMO ( $9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) es el segundo más bajo a escala global (Kamykowski y Zentara 1990, Helly y Levin 2004, Karstensen *et al.* 2008, Fuenzalida *et al.* 2009). Dependiendo de este límite utilizado como referencia, se modifica la extensión de la columna de agua que permanece bajo condiciones de hipoxia. Dependiendo del uso de valores mayores (p.e.  $22.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) modifican el volumen estimado de las ZMO en dos a cuatro veces (Helly y Levin 2004, Karstensen *et al.* 2008).

En el Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM), las zonas de mayor influencia de la ZMO corresponden al transecto desde T4 hacia el sur, donde el ~90% de los primeros 1000 m de la columna de agua se encontraron bajo condiciones de hipoxia ( $\leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). El límite superior o inicio de la ZMO (IZMO) se ubicó dentro de los primeros 100 m, lo que generó un marcado gradiente en la concentración de oxígeno disuelto (OD) reflejado en una marcada oxiclina. Entre 50 a 100 m de profundidad de esta delgada capa superficial oxigenada se observó que ocurren las mayores variaciones en la concentración de OD ( $9$  a  $180 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). En otras ZMO estas variaciones han sido atribuidas a procesos de diferentes escalas (p.e. El Niño/La Niña, ciclo estacional) (Escribano *et al.* 2004, Morrison *et al.* 1999), en el POTM existen evidencias de una fuerte influencia de procesos de mesoescala en la variabilidad total del IZMO (Cepeda-Morales *et al.* 2009).

Las existencia de regiones con ZMO han sido explicadas por el balance entre el consumo de oxígeno debido a la descomposición de la materia orgánica producida en la zona eufótica y una lenta ventilación del agua intermedia, la cual sólo alcanza para mantener la concentración de OD en niveles de hipoxia (Wyrski 1962, Kamykowski y Zentara 1990, Helly y Levin 2004). La ventilación depende del OD transportado por la circulación oceánica profunda de gran escala que define la edad del agua (Wyrski 1962, Karstensen *et al.* 2008).

En el límite superior de las ZMO cobran importancia algunas características locales como una muy definida picnoclina, que disminuye la ventilación de las capas

subsuperficiales como es el caso del POTM (Fiedler y Talley 2006). La alta producción biológica, como un rasgo local, su exportación y degradación en aguas ubicadas por debajo de la piconclina se le considera responsable de la disminución gradual del OD. Siendo el componente biológico una parte fundamental en la justificación de la formación y permanencia de las ZMO (Wyrski 1962, Karstensen *et al.* 2008). En este sentido el POTM no es reconocido por una producción biológica elevada, aunque se ha puesto en evidencia que en algunas regiones procesos dinámicos locales elevan la producción del fitoplancton por encima de los giros oligotróficos del Pacífico (Willet *et al.* 2006, Pennington *et al.* 2006), pero no hay evidencias claras de una alta producción biológica que favorezca a la exportación de materia orgánica que favorezca la persistencia de una ZMO.

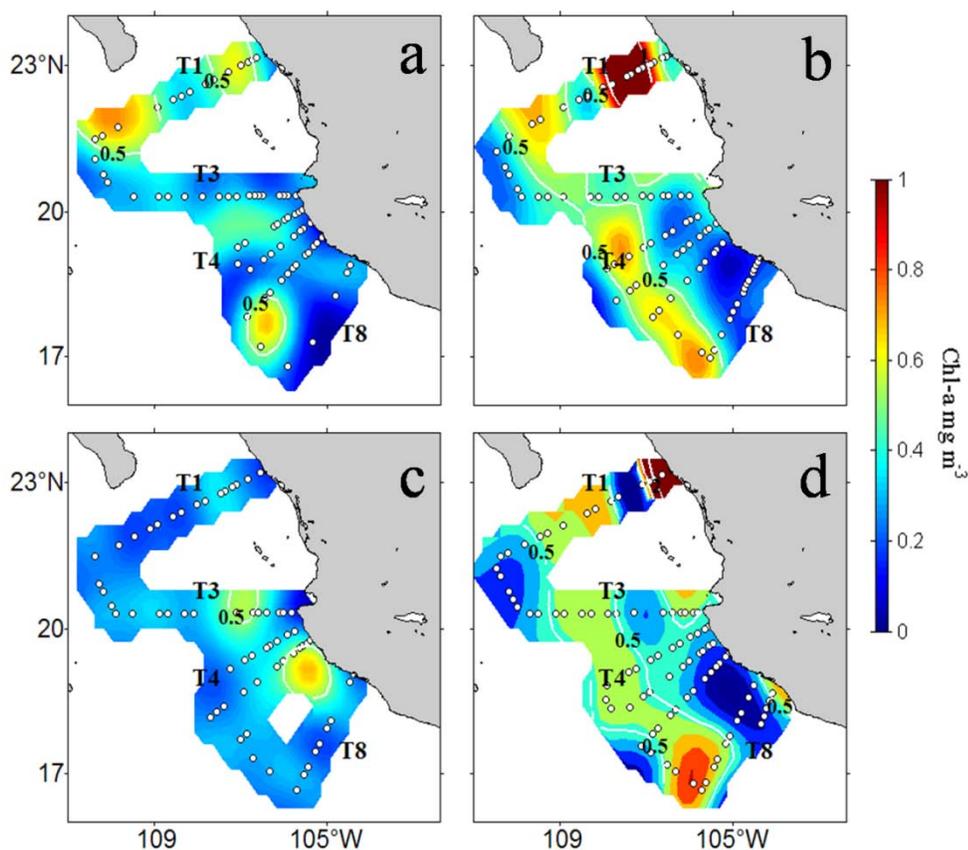


Figura 11. Concentración de *Chl-a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) a 50 m de: a) junio 2005; b) noviembre 2005; c) agosto 2006; d) marzo 2007.

Las mediciones de *Chl-a* a 50 m (fig. 11) realizadas en los cuatro cruceros muestran

que estas fueron desde valores bajos en agosto ( $\sim 0.4 \text{ mg m}^{-3}$ ) a condiciones con valores altos en noviembre y marzo ( $\sim 0.8 \text{ mg m}^{-3}$ ). Estas mediciones de *Cl-a* demuestran el cambio de condiciones desde oligotróficas semejantes a las encontrada en los giros del Pacífico (Letelier *et al.* 2004) y Atlántico (Pérez *et al.* 2006, Bibby *et al.* 2008) a condiciones de mayor producción con valores similares a los reportados en el Mar de los Sargaso e incluso similares a los valores a 50 m reportados (2005-2007) para la Corriente de California (Gaxiola-Castro *et al.* 2010). Además, los valores están dentro del intervalo reportado para el Mar de Arabia otra ZMO importante (Marra y Barber 2005). Esta información aunque preliminar, aleja al POTM de una región biológicamente pobre y puede apoyar la idea que en la región se presenta una alta producción biológica necesaria para favorecer la persistencia de la ZMO.

El contenido de OD fue asociado a las diferentes masas de agua presentes en la región, basados en los diagramas  $\theta$ -S (fig. 3), lo que demostró que el núcleo de la ZMO está asociado a Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). En los primeros 100 m de la columna de agua el AStSs ( $\text{OD} \leq 9 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ ) interactúa con aguas superficiales ( $\leq 25.5 \text{ kg m}^{-3}$ ) cuyo contenido de OD es mayor  $\geq 45 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ ), lo que provoca un marcado gradiente vertical de oxígeno que se extendió por debajo de la oxiclina. La estructura vertical del OD en los primeros 150 m fue definida por la presencia de Agua Superficial Tropical (AST,  $>18^\circ\text{C}$  y  $<34.9$ ) con el más alto contenido de OD ( $\sim 180 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ ); la influencia de Agua de la Corriente de California (ACC,  $<34.5$  y  $12$ - $18^\circ\text{C}$ ) con alto contenido de OD ( $45$  a  $180 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ ), la cual se ubicó cuando se presentó entre el ATS y el AStSs y fue responsable de la formación de un mínimo subsuperficial de salinidad.

En la mayor escala espacial de este estudio se pudo evidenciar el carácter transicional de la región lo cual se vió reflejado en la profundización del IZMO ( $>120$  m) al norte del transecto T3 (fig. 4). Debido al ingreso del ACC, la cual modifica el contenido de OD medido entre las isopícnas de  $25.0$  y  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$ , lo cual fue mayor en el norte que en el sur de T3, tendencia que fue persistente en las cuatro campañas oceanográficas (fig. 3). En el Mar de Arabia, otra importante ZMO, se ha documentado que en los límites de distribución de esta ZMO un mecanismo importante en la ventilación depende del sistema

de circulación superficial por advección horizontal de aguas ricas en oxígeno que contribuyen a aumentar el OD de aguas ubicadas en la subpicnoclina (Morrison *et al.* 1999). En el POTM la presencia de ACC había sido identificada en la región y se le reconoció como una fuente potencia del OD (Lavín *et al.* 2006, Cepeda-Morales *et al.* 2009, Lavín *et al.* 2009), sin demostrar su efecto ni mecanismo hasta ahora.

Un aspecto importante en la distribución del OD en la columna de agua fue que la base de la oxiclina ( $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) presentó cierto grado de asociación con el campo de densidad, en particular con la base de la picnoclina (isopicnas de  $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$ ). La base de la oxiclina co-varió por debajo y cerca de la picnoclina, lo que se observó con claridad en la región al sur de T4 (fig. 6), en zonas donde el ACC presentó baja o nula influencia en la concentración de OD. Al norte de T4, la influencia de ACC que oxigenó la zona de la picnoclina, desplazó el IZMO hacia zonas más profundas. Bajo esta condición la isolínea de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  se mantuvo cercana a la isopicna de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  y el IZMO se profundizó más allá de  $200 \text{ m}$  (fig. 5a y b).

La distribución espacial promedio de la base de la oxiclina en el Pacífico Oriental Tropical (POT) ha sido señalada como un rasgo importante en la distribución de la ZMO del POT tanto en el hemisferio norte (Fernández-Álamo y Färber-Lorda 2006) como en el sur (Morales *et al.* 1999). Nuestros resultados muestran que la base de la oxiclina y el IZMO aunque se encuentran cercanas, responden de manera diferente ante los procesos dinámicos en los límites de la distribución latitudinal de la ZMO en el POTM, lo que debe ser considerado al momento de describir su distribución espacial.

En una escala más fina, la relación entre la distribución del campo de densidad de los primeros  $150 \text{ m}$  con respecto a la variación del OD demostró que procesos de mesoescala y surgencias locales están afectando la distribución de OD en la columna de agua al modificar la posición del IZMO (Fig. 4). Donde cambios en la profundidad de la picnoclina (p.e. fig. 6b) son debidos a la presencia de remolinos ciclónicos (Godínez *et al.* 2010), así como el levantamiento de esta en la zona cercana a la costa (fig. 6a) es debido a la presencia de la Corriente Costera Mexicana cuya presencia tiene un carácter estacional (Lavín *et al.* 2006). Recientes evidencias demostraron que surgencias costeras locales observadas entre el transecto T3 y T5 también son capaces de elevar la posición del IZMO

(Cepeda-Morales *et al.* 2009).

A continuación se revisará con más detalle la influencia de la ZMO sobre los primeros 50 m de la columna de agua y sus implicaciones para los productores primarios.

## II 4.2 Influencia de la ZMO en la capa superficial

Hemos definido aquí que la capa superficial corresponde a la región por encima de la ZMO con alto contenido de OD, dentro de la cual se presentó en promedio el mayor gradiente en la concentración de OD en el intervalo de profundidad de los 50 a 100 m (fig. 2). El marcado gradiente de OD que va desde la oxiclina y se extiende hasta el inicio de la ZMO, pone en evidencia la influencia de la ZMO en la estructura vertical de la capa superficial. Debido a la variabilidad espacial que presentó el IZMO (fig. 4) su influencia principalmente en la zona al sur de T3 alcanzó profundidades entre 60 a 90 m, lo cual potencialmente puede afectar a la comunidad de los productores primarios de la región.

La influencia de la ZMO sobre los productores primarios se estudió a través de la señal del MSC y a los patrones en el campo espacial de salinidad y OD a 50 m, los cuales presentaron una estrecha covariación. Se encontraron tres núcleos de alta salinidad/bajo OD ( $34.6$  y  $<45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) en los cuatro cruceros: uno en la zona oceánica de T5 en junio (fig. 8a y b); en estaciones intermedias de T4 en noviembre (fig. 9a y b); y uno en las estaciones costeras entre T5 y T6 en marzo (fig. 10a y b). En estas áreas donde se presentaron estos núcleos, la posición del IZMO fue somero (60 a 90 m, fig. 4a, b y d) lo que afectó el contenido de OD de toda la columna de agua (datos no mostrados). Por el contrario, en áreas donde se observaron valores bajos de salinidad/altos de OD ( $<34.0$  y  $>180 \mu\text{mol L}^{-1}$ , respectivamente) la posición del IZMO fue más profunda (120 a 250 m).

También se presentaron núcleos de alta salinidad/alto OD, lo que se relacionó con la presencia de Agua Tropical Superficial (ATS), la cual puede presentar la misma señal de salinidad que el AStSs pero con alta concentración de OD (fig. 3). Por esta razón para una clara comprensión de la distribución de salinidad se debe asociar con el campo de OD lo que permite esclarecer el origen de los núcleos del agua con alta salinidad.

Los núcleos de alta salinidad/bajo OD coinciden con la presencia de diversos remolinos ciclónicos reportados en la región (Lavín *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010) lo que

evidencian que la ZMO está siendo influenciada por remolinos de mesoescala (Cepeda-Morales *et al.* 2009), los cuales por otra parte son un rasgo recurrente en la región (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007, Godínez *et al.* 2010).

La región de estudio al ser una zona de confluencias presenta una importante aporte de agua de origen remoto de la ACC que es advectada hacia la región (Lavín *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010). Debido a su baja salinidad el ACC forma una estructura característica conocida como el mínimo de salinidad subsuperficial (MSS) ubicado principalmente en la zona norte, cuya influencia afectó la salinidad de los primeros 150 m de la columna de agua (fig. 5a y b). Además, introdujo en el área agua con altas concentraciones de OD ( $\sim 180 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). Como consecuencia del aumento de OD, la base de la oxiclina se profundizó llegando a afectar el contenido de OD de la isopicna de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  lo que se observó en la parte más oceánica del transecto T3 (fig. 5 a y b). Su presencia en la región funcionó como un mecanismo de ventilación en la capa superficial de la ZMO lo que se evidenció con la profundización del IZMO.

Las altas concentraciones de OD observadas en los transectos al norte de T3, coincidieron con el hundimiento de la picnoclina y de la oxiclina (fig. 5b) lo que generó el aumento en el contenido de oxígeno de la columna de agua en los primeros 150 m. El mismo comportamiento se observó en los transectos al sur (fig. 6b). El hundimiento de la picnoclina en esas zonas coincide con la presencia de remolinos anticiclónicos (Godínez *et al.* 2010). El aumento en la concentración de OD por efecto del hundimiento de la picnoclina en la zona norte fue mayor que al sur, debido al efecto en conjunto de la presencia del ACC que introdujo agua más rica en OD.

El mecanismo conjunto de advección/hundimiento tuvo un efecto aditivo en la posición del IZMO la cual respondió con el aumento en su profundidad (150 a 200 m) en la zona norte. Mientras que en la zona sur, donde la influencia de ACC fue mínima o estuvo ausente la recirculación de agua subsuperficial tuvo menor efecto sobre la distribución del IZMO por lo que la covariación del campo de densidad con el IZMO presentó una relación más clara y con menor grado de oxigenación.

Como se demuestra en la distribución de densidad de los primeros 200 m en el POTM, se observó el cambio de la inclinación general del campo de densidad, elevado en

la costa en junio, noviembre y marzo mientras que en agosto se registró el hundimiento en la zona costera (fig. 5 y fig. 6). Este comportamiento del campo de densidad afectó el contenido de OD de los primeros 150 m, disminuyendo con la elevación del campo de densidad y aumentando con su profundización. El cambio de la profundidad de la picnoclina de gran escala y del nivel del mar asociado fue explicado por Godínez *et al.* (2010) como una respuesta debida al componente estacional de la picnoclina. De acuerdo a sus resultados durante agosto se presenta el máximo hundimiento de la picnoclina en la costa, mientras que en marzo la mayor elevación. Los resultados demuestran que este cambio en la inclinación general del campo de densidad afecta la posición del IZMO y por consecuencia el contenido de OD en los primeros 150m de la columna de agua.

La influencia del componente estacional en la distribución del ZMO sólo puede ser dilucidada al asociarlo con la variabilidad del campo de densidad y a la circulación debido a la falta de información de OD. Estos dos procesos serían la base para poder poner en contexto los cambios en la distribución del ZMO en la región.

#### **II. 4.3 Implicaciones biológicas de la ZMO**

En la capa superficial por encima de la ZMO, donde se distribuyen los productores primarios en el POTM, se ha observado la interacción de la ZMO con la parte profunda de la zona eufótica (Cepeda-Morales *et al.* 2009). Un aspecto bien reconocido de las ZMO del mundo es su alto impacto en la distribución de los organismos pelágicos y bentónicos (Escribano *et al.* 2004), lo que podría traducirse en un empobrecimiento de los ecosistemas afectados por ZMO. Sin embargo, en la base de la zona eufótica donde se sobrepone con la ZMO ha sido reportado un incremento en la abundancia de picoplancton autotrófico en el POTM (Almazán-Becerril y García-Mendoza 2008) y en el Mar de Arabia (Goericke *et al.* 2000). Su efecto sobre el MSC, el mayor contribuyente a la biomasa del fitoplancton, permanece sin resolver. Una hipótesis a considerar es que la ZMO puede ser una fuente potencial de macro-nutrientes que estimule la productividad debido a la posición somera de la ZMO que la hacen susceptible de ser afectada por procesos dinámicos de diferentes escalas.

Nuestros resultados demostraron que la respuesta del máximo subsuperficial de

clorofila (MSC), calculado como la integración de FCl<sub>a</sub> entre las isopícnas de 23.5 a 25.0 kg m<sup>-3</sup>, se vio reflejada en un incremento en la FCl<sub>a</sub> en las zonas donde se presentaron núcleos de alta salinidad/bajo OD de junio y noviembre (figs. 7c y 8c). En marzo, donde se presentó el mismo patrón, no se presentó con claridad una respuesta positiva entre las isopícnas de 23.5 a 25.0 kg m<sup>-3</sup> donde suponía estaba la posición del MSC. Lo anterior fue debido a la posición más superficial del MSC ( $\leq 20$  m). Las imágenes de MODIS-AQUA (fig. 20 cap. III) evidencian un incremento en la concentración de Cl-*a* en esa zona, lo cual fue corroborado con altos valores de Cl-*a* a 10 m ( $\sim 2.0$  a  $4.0$  mg m<sup>-3</sup>). En agosto cuando se observó un hundimiento general del campo de densidad, con una señal de salinidad relativamente homogénea ( $< 34.6$ ) y con alta concentración de OD ( $\geq 120$   $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 50 m con baja concentración de Cl-*a* ( $\leq 0.4$  mg m<sup>-3</sup>) con distribución homogénea (fig. 11c).

La distribución vertical de biomasa del fitoplancton estimada por FCl<sub>a</sub> evidenció una estrecha relación con las estructuras hidrográficas verticales en la capa superficial del POTM, siendo la posición de ZMO una estructura importante que no había sido considerada en la distribución de los productores primarios en el POTM (Maske *et al.* 2010). Nuestros resultados evidencian que la influencia de la ZMO en la capa superficial alcanzó a afectar una de las estructuras más importantes en la distribución del fitoplancton, el MSC. El aumento en la señal de FCl<sub>a</sub> del MSC asociado a la proximidad de la ZMO se relacionó con la elevación de agua de origen subsuperficial rica en nutrientes (nitrato+nitrito, NND), proveniente de la ZMO que al ingresar a la zona eufótica donde hay luz suficiente para la fotosíntesis, son incorporados por los productores primarios lo que se vio reflejado en un aumento en la concentración de Cl-*a* del MSC.

La relación entre las masas de agua y el contenido de NND corroboraron esta hipótesis (figs. 7d, 8d 9d y 10d). Los principales procesos promotores de este flujo de nutrientes serán discutidos en detalle en capítulos posteriores, aunque se ha establecido que un alto porcentaje de la varianza global ( $\sim 30\%$ ) de la picnoclina es debido a procesos de mesoescala en la región (Godínez *et al.* 2010). Nuestros resultados demuestran que sin entrar en los detalles de los mecanismos dinámicos que transporte agua de la ZMO rica en nutrientes, la comunidad de productores primarios asociada al MSC responden con un aumento en la concentración de Cl-*a* ante la elevación hacia la superficie de la ZMO.

La disponibilidad de macro-nutrientes para la fotosíntesis depende de aquellos procesos capaces de erosionar la capa de mezcla o que eleven la picnoclina estacional llevando agua rica en nutrientes dentro de la zona eufótica (Pennington *et al.* 2006), generando un aumento en biomasa del fitoplancton, cuya escala depende del proceso promotor del evento. Se considera que la disponibilidad de compuestos nitrogenados (nitrato, nitrito y amonio) puede llegar a ser limitante para la producción primaria. Además, se debe considerar que la utilización de macro-nutrientes por el fitoplancton se desarrolla en proporciones definidas, puesto que para la producción de materia orgánica vía fotosíntesis se requiere mantener las proporciones estequiométricas entre los elementos utilizados (p.e. C, H, O, N y P). Las proporciones más aceptadas son las razones de Redfield (106C:16N:1P). En la ZMO la razón N:P se ha visto modificada por procesos que afectan el ciclo del N bajo condiciones de hipoxia, lo cual podría ser limitante para la fotosíntesis. En concentraciones de  $OD \leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$  se ha reportado la ocurrencia de dos procesos que generan pérdida de nitrógeno bio-disponible (NND y  $\text{NH}_4^+$ ). El más conocido es la denitrificación, reducción del ion nitrato a nitrito por utilización del oxígeno para degradación bacteria de materia orgánica. El segundo proceso, la degradación anaeróbica del amonio con nitrato (anammox) cuyo resultado es la liberación de nitrógeno gaseoso (Hamersley *et al.* 2007).

La interacción de la ZMO y la zona eufótica en la región del POTM ocurre en una delgada capa donde ambas estructuras llegan a superponerse, definiendo una zona límite en la columna de agua ubicada entre 60 a 120 m. La pérdida de NND o  $\text{NH}_4^+$  para la fotosíntesis ya sea vía denitrificación o por anammox podría afectar la productividad primaria. Se ha reportado para el POT sur frente a Chile que la ocurrencia de estos procesos en la columna de agua presentan un desplazamiento donde, tanto la denitrificación como la anammox, ocurren a profundidades por debajo (~200 m) del límite superior de la ZMO (Molina *et al.* 2005). Sin embargo, la influencia de estos procesos en la respuesta de los productores primarios aún se debe de estudiar en mayor detalle.

Los resultados demuestran una alta variabilidad espacial y temporal en la distribución del inicio de la ZMO, definida aquí por la concentración de  $OD = 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ , donde la mayor variación en la concentración de OD ocurrió entre los 50 a 100 m. El límite

superior de la ZMO se vio asociado a la distribución de las propiedades del AStSs la cual se caracteriza por su alta salinidad, baja concentración de OD y alta concentración de NND.

La distribución del IZMO fue afectada por la advección de ACC que funcionó como un mecanismo de ventilación del agua subsuperficial ubicada entre las isopícnas 23.0 a 25.0  $\text{kg m}^{-3}$  cuyo efecto llegó a aumentar la concentración de OD de aguas más profundas ubicadas en la isopícnas 26.0  $\text{kg m}^{-3}$ . Además, se evidenció que diferentes mecanismos verticales modifican la posición del IZMO en la región.

La influencia de la ZMO va más allá de la distribución de su límite superior ( $9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) debido a que los procesos dinámicos de la región favorecen que la ZMO afecte la respuesta de los productores primarios, lo que evidenció un aumento en la señal del MSC. Lo anterior es debido a que la posición somera del IZMO favorece al transporte de nutrientes dentro de los primeros 100 m de la columna de agua en el POTM, aunque la asociación entre el IZMO y el campo de densidad no fue siempre consistente en toda la región de estudio, sólo la base de la oxiclina presentó alta relación con el campo de densidad.

Se evidenció que el aumento de la presencia de ZMO en la capa superficial fue acompañado de una respuesta positiva en la biomasa del fitoplancton debida a intrusión de agua subsuperficial rica en nutrientes.

## II.5 Conclusiones

Al definir la ZMO en el POTM como la región con  $\text{OD} \leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$  se encontró que su extensión hacia la superficie llegó hasta los 60 a 100 m, lo que generó un marcado gradiente de cambio en la concentración de OD por debajo de la oxiclina, por lo que en los primeros 100 m de la columna de agua se produjo un cambio abrupto en la concentración de OD (9 a  $180 \mu\text{mol L}^{-1}$ ).

El análisis de las propiedades  $\theta$ -S y su contenido de OD evidenció que la ZMO está asociada con Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). En los primeros 100 m de la columna de agua el AStSs interactúa con las isopícnas más superficiales ( $\leq 25.5 \text{ kg m}^{-3}$ ). La estructura vertical del OD en los primeros 150 m fue definida por la presencia de Agua Superficial Tropical (AST,  $>18^\circ\text{C}$  y  $<34.9$ ) con el más

alto contenido de OD ( $\sim 180 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) y la influencia de Agua de la Corriente de California (ACC,  $<34.5$  y  $12-18^\circ\text{C}$ ) con alto contenido de OD ( $45$  a  $180 \mu\text{mol L}^{-1}$ ), la cual se ubicó, cuando se presentó, entre el ATS y el AStSs y fue responsable de la formación de un mínimo subsuperficial de salinidad. Se propone que la presencia de ACC asociada con el sistema de circulación superficial está funcionando como un mecanismo de ventilación en la región lo que genera el hundimiento del inicio de la ZMO (IZMO).

La posición del IZMO en la región varió entre  $60$  a  $90$  m, modificando el contenido de OD de la capa superficial (por encima de la ZMO). Su distribución espacial mostró estar relacionada con los principales procesos dinámicos descritos en la región, estos son la corriente costera mexicana, remolinos de mesoescala, surgencias costeras y la advección de ACC. Se observó que la profundidad del IZMO fue afectada por el mecanismo conjunto entre el hundimiento/advección, donde el hundimiento dependió de procesos que modifican la posición de las isopícnas y la advección dependió de la presencia de ACC.

En una primera aproximación se revisaron las concentraciones de clorofila-a medida a  $50$  m y se encontró que fueron comparables con regiones de alta productividad para el mismo periodo y en el orden de magnitud de las reportadas en el Mar de Arabia, otra ZMO importante a nivel mundial. Una alta producción biológica ha sido señalada como un factor importante para mantener las ZMO.

Finalmente, se relacionó la influencia de la ZMO sobre los productores primarios debido la mayor concentración de nutrientes (nitrato+nitrito o NND) del AStSs. Se observó la relación entre alta salinidad/bajo OD ( $34.6$  y  $<45.0 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) con la distribución espacial de máximo subsuperficial de clorofila (MSC). Se encontró que los mayores valores del MSC estuvieron asociados a la señal de alta salinidad/bajo OD lo que puso en manifiesto que los diferentes mecanismos dinámicos que modifican la distribución del IZMO estarían afectando la respuesta de los productores primarios donde la ZMO es una fuente potencial de nutrientes.

---

## CAPITULO III. Variabilidad espacio-temporal de la Clorofila *in situ* y del SeaWIFS

---

### III.1 Introducción

El Pacífico Oriental Tropical (POT) abarca la franja de 23.5°N-S lo que corresponde al 23% de la superficie del Océano Pacífico y se ha estimado que su contribución a la productividad primaria es del orden del 18% del total de los océanos (Pennington *et al.* 2006). A lo largo de su margen oriental del hemisferio norte se presentan diferentes regiones con condiciones dinámicas particulares que favorecen la producción primaria (p. ej. el Istmo de Tehuantepec, el Istmo de Papagayo, la zona de surgencia ecuatorial, Willet *et al.* 2006, Pennington *et al.* 2006), colocando al margen oriental del POT lejos de la definición de región tropical típica de baja producción biológica. Los remolinos de mesoescala y ondas de inestabilidades tropicales favorecen la producción biológica medida a través de imágenes de color del océano (Willet *et al.* 2006), cuya contribución a la productividad primaria aún permanecen poco estudiadas (Pennington *et al.* 2006).

Las zonas tropicales y subtropicales se caracterizan por el alto grado de estratificación de la columna de agua (Mann y Lazier 1996). El efecto de una elevada estratificación en regiones oceánicas favorece a un ambiente de baja producción biológica controlada principalmente por variaciones estacionales de la picnoclina (Letelier *et al.* 2004, McClain *et al.* 2004), mientras que en regiones próximas al continente, en particular en los márgenes orientales de los océanos la influencia de procesos dinámicos de escalas menores al ciclo anual han sido destacados como capaces de alterar el comportamiento promedio de los productores primarios favoreciendo a una elevada producción (Carr y Kearns 2003, Thomas *et al.* 2004, Pennington *et al.* 2006, Kumar *et al.* 2007, Venegas *et al.* 2008).

En las últimas décadas los remolinos de mesoescala han sido considerados como importantes mecanismos que favorecen el ingreso de nutrientes a la capa superficial iluminada a través del bombeo de Ekman (Falkowski *et al.* 1991) promoviendo un aumento

de la productividad del fitoplancton capaz de sustentar los ecosistemas en escalas menores al ciclo anual (McGillicuddy *et al.* 1999).

En todos los océanos la biomasa del fitoplancton, estimada como clorofila-a (*Cl-a*), está íntimamente relacionada con la dinámica de la termoclina/picnoclina y los procesos que la elevan (hundén) hacia la zona eufótica aumentando (disminuyendo) la disponibilidad de nutrientes para el crecimiento del fitoplancton (McGillicuddy *et al.* 1999, Letelier *et al.* 2004, Pennington *et al.* 2006). Los estudios basados en información derivada de sensores remotos han permitido caracterizar respuestas del fitoplancton (biomasa y productividad primaria) en diferentes escalas espacio-temporales como respuesta a procesos físicos como El Niño/La niña (Kahru y Mitchell 2000, Kahru y Mitchell 2002, Carr *et al.* 2002, Behrenfeld *et al.* 2003), variaciones asociadas con el ciclo estacional (Behrenfeld y Falkowski 1997a, McClain *et al.* 2004, Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Nelson *et al.* 2004, Venegas *et al.* 2008) y procesos de mesoescala (McGillicuddy *et al.* 1999, McGillicuddy *et al.* 2007).

Particularmente, en el margen continental del POT, desde Centro América hasta México ocurre un levantamiento general de las isopícnas hacia la plataforma continental que también afecta la posición de la termoclina (Pennington *et al.* 2006, Fiedler y Talley 2006). El levantamiento de la termoclina-picnoclina en la región ecuatorial-tropical responde a dos procesos de gran escala: el levantamiento de las isopícnas por efecto del borde oriental del remolino central del Pacífico norte y la inclinación de la picnoclina por el efecto de transporte de agua debido a la corrientes ecuatoriales (Pennington *et al.* 2006, Fidley y Taley *et al.* 2006, Kessler 2006). Dentro del POT en su región norte, se han identificado zonas donde los procesos de mesoescala afectan significativamente la contribución de clorofila del fitoplancton (Willet *et al.* 2006).

En la región del POT frente a México (POTM) aunque se han identificado una serie de procesos dinámicos capaces de modificar la posición de la picnoclina, pocos trabajos han asociado estos procesos dinámicos con la respuesta de la comunidad del fitoplancton ahí existente. En el límite norte del POTM (~20°N), en la zona costera en las inmediaciones de Cabo Corrientes se ha reportado la ocurrencia de surgencias costeras (García-Reyes 2005, Torres-Orozco *et al.* 2005, López-Sandoval *et al.* 2009, Cepeda-Morales *et al.*, 2009)

y con carácter estacional se ha reportado la presencia de la Corriente Costera Mexicana (Lavín *et al.* 2006). También se reconoce a la región por su alta actividad de remolinos de mesoescala (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007, Godínez *et al.* 2010). Otro evento importante registrado es la advección de Agua de la Corriente de California (Lavín *et al.* 2006, Cepeda-Morales *et al.* 2009); y eventos interanuales relacionados con El Niño/La Niña (Fiedler y Talley 2006, Godínez *et al.* 2010). Estos procesos de diferentes escalas propician la formación de un ambiente altamente variable en el POTM donde la respuesta del fitoplancton ha sido poco documentada.

En el presente estudio se realizó un análisis de la información disponible de diez años de datos mensuales de color del océano de sensores remotos para caracterizar las principales escalas de variabilidad de *Cl-a* en periodos correspondientes a la escala interanual y estacional, y relacionarlo con las oscilaciones del nivel del mar. Posteriormente se investigó la estructura vertical con base en cuatro cruceros hidrográficos realizados de 2005 al 2007 con el objetivo de caracterizar los mecanismos de mesoescala y su relación con la variación de *Cl-a*.

### **III. 2 Materiales y métodos**

#### **III. 2.1 Datos de sensores remotos**

La región de estudio, localizada en el límite norte del Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM), se ubica entre 16°N, 104°W a 24°N, 112°W (fig. 12). Se generó una serie temporal de diez años de compuestos mensuales de clorofila satelital (CHLO) desde octubre del 1997 hasta diciembre del 2007 con una resolución espacial de 9x9 km. Los datos de CHLO fueron del sensor SeaWiFS (Sea viewing Wide Field of view Sensor, <ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS>). Con esta información se analizaron las escalas de variabilidad asociadas al ciclo estacional e interanual de la clorofila del fitoplancton.

Para describir la variabilidad espacial de CHLO durante cada crucero en el POTM se generaron imágenes de compuestos de 16 días (fig. 17) con información del sensor AQUA-MODIS (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/MODISA>). Se promediaron imágenes de compuestos de 8 días con una resolución espacial de 4x4 km para el periodo de los cruceros

(Tabla III). La anomalía del nivel del mar de un cuarto de grado de resolución para el mismo periodo de tiempo fue obtenida de la página de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>).

Para obtener el nivel medio del mar se utilizaron datos hidrográficos históricos (Levitus) de un cuarto de grado de resolución adquiridos del National Oceanographic Data Center (<http://www.nodc.noaa.gov>) los cuales fueron referidos a la isopícnica de  $27.0 \text{ kg m}^{-3}$  (Godínez *et al.* 2010) y posteriormente se sumaron a las anomalías del nivel medio del mar (después de remover el valor medio) proporcionadas por AVISO para obtener el nivel del mar referenciado.

Tabla III. Campañas hidrográficas realizadas en la región del POTM por el proyecto *Dinámica, Termodinámica y Producción Primaria de la Corriente Costera Mexicana*.

Crucero	Periodo crucero	n° Lances CTD
PC-0506	3 al 19 de junio de 2005	152
PC-0511	5 al 21 de noviembre de 2005	159
PC-0608	7 al 22 de agosto de 2006	141
PC-0703	3 al 23 de marzo de 2007	159

### III. 2.2 Datos hidrográficos

Los datos de campo fueron colectados en cuatro cruceros oceanográficos realizados entre 2005 y el 2007 (Tabla III) a bordo del B/O Francisco de Ulloa perteneciente al Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) en el marco del proyecto “Dinámica, Termodinámica y Producción Primaria de la Corriente Costera Mexicana” como parte de PROCOMEX (Programa Oceanográfico del Occidente de México). En cada crucero se realizaron alrededor de 150 estaciones hidrográficas (Tabla III). Las estaciones hidrográficas fueron organizadas en seis transectos perpendiculares a la costa (de norte a sur: T1, T3, T4, T5, T6, T8) y con

conexiones cortas entre sí (T2, T7). Como ejemplo de la distribución espacial de las estaciones hidrográficas se utilizan las localidades visitadas en junio del 2005 (fig. 12).

Para la obtención de la información termohalina se utilizó un arreglo de una roseta (General Oceanic) acoplada con botellas Niskin de 5 L, y equipada con un CTD modelo *SeaBird 911 plus*, la cual fue bajada a una profundidad de 1000 m (o 5 m menos del fondo en estaciones someras). El CTD fue equipado con un sensor de fluorescencia *in vivo* (en adelante FCl<sub>a</sub> en unidades relativas o ur) la cual se utilizó como un estimador de la clorofila total del fitoplancton. Para cada estación hidrográfica se calcularon los perfiles verticales de temperatura ( $\theta$ , en °C) y salinidad (S). La anomalía de densidad potencial( $\sigma_t$ ) fue obtenida acorde con UNESCO (1991).

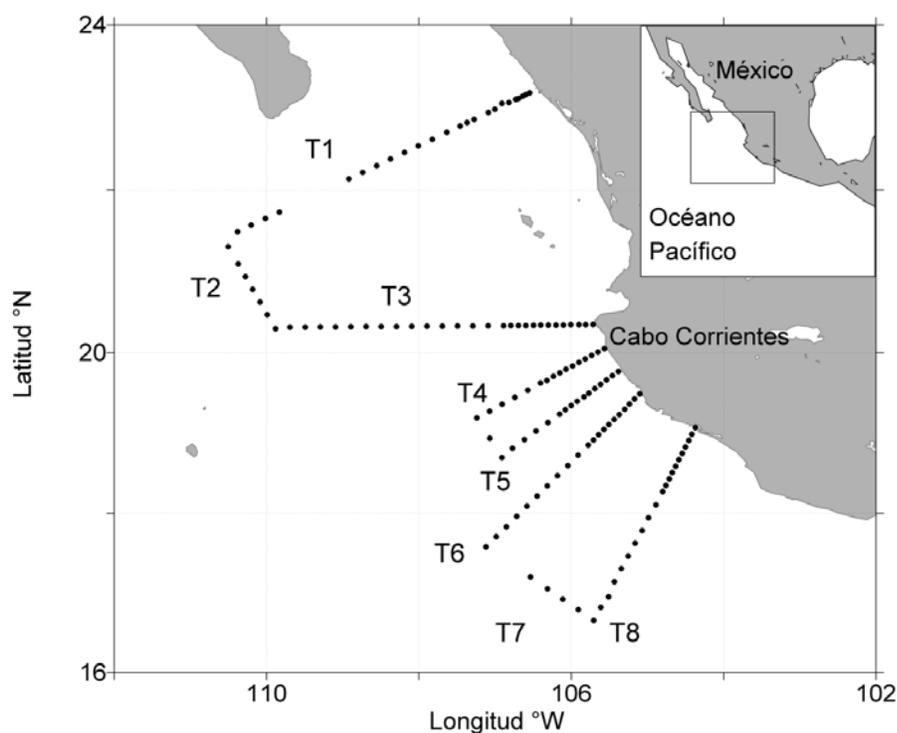


Figura 12. Localización de la región de estudio y lances realizados en junio del 2005

En dos tercios de las estaciones hidrográficas se tomaron muestras discretas de agua para análisis de nutrientes a 20 y 50 m. Las muestras de agua para el análisis de nitratos+nitrito (NND en  $\mu\text{M}$ ) fueron depositadas en botellas de polipropileno de 20 ml e

inmediatamente congeladas (-20°C) hasta el momento de su análisis en el laboratorio. El análisis de NND se realizó por reducción cuantitativa de la muestra a nitrito al pasar a través de una columna reductora de cadmio (Eaton *et al.* 2005) y su posterior cuantificación por espectrofotometría visible en un auto-analizador Skalar.

Para el análisis de clorofila-*a* (*Cl-a*) se colectaron muestras de agua a profundidades regulares (0, 10, 20, 50, 100, 150 y 200 m). Se filtró 1.1 L de agua por vacío en filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F (25 mm de diámetro), procedimiento realizado a baja intensidad de luz para proteger las muestras de foto-oxidación de los pigmentos. Los filtros fueron almacenados en rejillas, etiquetados e inmediatamente congelados en nitrógeno líquido hasta su análisis en el laboratorio. La concentración de *Cl-a* (mg m<sup>-3</sup>) fue determinada por fluorometría (Parsons *et al.* 1984).

### III. 2.3 Descomposición de CHLO y ANM en escalas espacio-temporales

La variabilidad temporal de CHLO y del nivel del mar de la altimetría se descompusieron según la expresión (se muestra la CHLO pero aplica el mismo procedimiento para ambas observaciones):

$$Cl(t) = A_m + A_a \cos(\omega t - \phi_a) + A_s \cos(2\omega t - \phi_s) + R_e(t) \quad (1)$$

donde:  $Cl(t)$  es la serie de tiempo de CHLO en cada pixel,  $A_m$  es la media temporal,  $A_a$  es la amplitud del ciclo anual,  $A_s$  es la amplitud del ciclo semianual,  $\omega$  es frecuencia angular anual ( $2\pi/365.25$  días),  $t$  es el tiempo, y  $\phi_a$  y  $\phi_s$  son las fases de los armónicos anual y semianual respectivamente. La suma de los primeros tres términos de la ecuación 1 representan el ciclo estacional y el cuarto término  $R_e(t)$  son los residuos a la estacionalidad.

$$R_e(t) = F_1 * T_1 + R_{meso}(t) \quad (2)$$

Los parámetros del ciclo estacional fueron calculados por ajuste de mínimos cuadrados siguiendo a Ripa (2002). Los errores del ajuste se calcularon siguiendo a Berón-Vera y Ripa (2002). Finalmente, los residuos a la estacionalidad se descompusieron en

Funciones Empíricas Ortogonales, cuyo primer modo ( $F_1 * T_1$ ) ha sido asociada principalmente con variabilidad interanual (Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Venegas *et al.* 2008), el resto de los modos quedan representados por la ecuación 3 que representan los residuos principalmente de mesoescala ( $R_{meso}$ ).

$$R_{meso}(v) = \sum_{n=2}^{n=N} F_n * T_n \quad (3)$$

La variabilidad interanual queda representada por el primer modo espacial de la función empírica ortogonal ( $F_1$ ), su correspondiente serie temporal ( $T_1$ ) y la variabilidad debida principalmente a mesoescala son la sumatoria de los modos restantes que completan toda la variabilidad de la  $Cl(t)$ .

### III.3 Resultados

#### III.3.1 Escalas de variación de la CHLO

##### III.3.1.1 Estacional

El valor medio de la clorofila satelital (CHLO) de 1997 al 2007 y el nivel medio del mar (NMM) de AVISO, representados por el primer término del lado derecho de la ecuación 1 se muestran en la figura 13. La distribución espacial de la CHLO (fig. 13a) presentó bandas paralelas a la costa, con valores altos ( $>0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) en la zona costera que se extienden hasta  $\sim 300 \text{ km}$  fuera de la costa a la altura de Cabo Corrientes y luego decrecen hacia la zona oceánica, con una zona intermedia o mesotrófica ( $0.2$  a  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ). En la región oceánica se presentó una amplia zona oligotrófica ( $<0.2 \text{ mg m}^{-3}$ ) que se ha representado por el océano exterior delimitado por la isolínea de  $0.2 \text{ mg m}^{-3}$ .

El nivel medio del mar (NMM) muestra un patrón latitudinal con valores bajos hacia el norte y más altos en la zona oceánica por el sur (fig. 13b). Se observa depresiones en el nivel del mar (lo cual es asociado a un domo) que cubre toda la región exterior de Cabo Corrientes que eleva la isopícnas hacia la superficie favoreciendo el ingreso de agua rica en nutrientes hacia la zona eufótica.

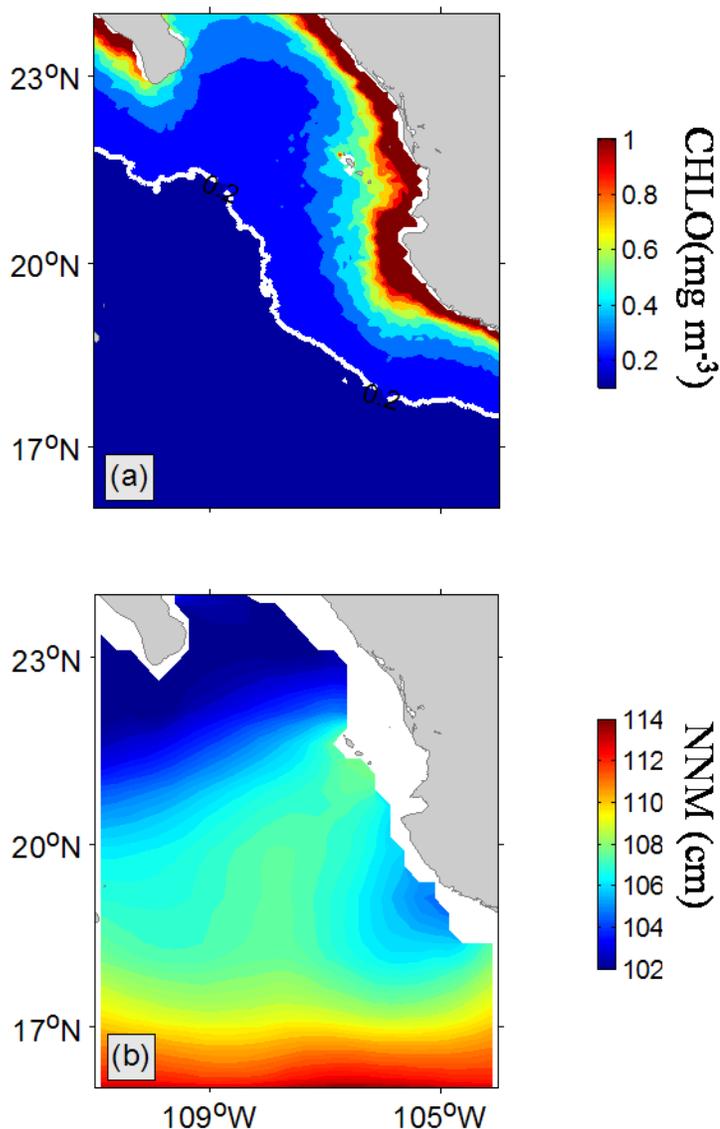


Figura 13. Valores medios desde 1997 al 2007 de: a) CHLO del SeaWiFS (<ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>); b) nivel medio del mar (NNM) de la página de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/>).

Las variaciones de CHLO debida al ciclo estacional (ec.1) mostraron que en invierno (enero-marzo) se registran los máximos valores ( $\sim 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) frente a Cabo Corrientes (transectos T3 a T5) decreciendo hacia el océano interior (fig. 14a). La zona oligotrófica ( $< 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ ) se alejó de la costa entre 400 a 500 km hacia la zona oceánica. La anomalía del nivel medio del mar correspondiente a invierno (fig. 14b) presentó valores

negativos (depresiones del nivel medio del mar) en toda la región cercana a la costa coincidiendo con el límite definido por la isolínea de  $0.2 \text{ mg m}^{-3}$  en CHLO (fig. 14a). Mientras que en la región oceánica, la anomalía del nivel medio del mar presentó valores positivos describiendo una elevación lo que se asocia con una profundización de las isopícnas. La región oceánica fuera de Cabo Corrientes con valores máximos de CHLO se puede asociar con las depresiones del nivel del mar mostradas en la misma región (fig. 14b). Las depresiones en el nivel del mar se asocian a un desplazamiento de las isopícnas hacia la superficie que favorecen el incremento de la CHLO.

Durante los meses de primavera (abril a junio) frente a Cabo Corrientes permanecen los valores altos de CHLO (fig. 15a), pero más desplazados hacia el norte (región de las Islas Marías) los que son asociados con las depresiones en las isopícnas en la misma región (fig. 15b). Mientras que el límite de distribución de la región oligotrófica se aproxima a la costa entre  $\sim 300 \text{ km}$ . Sin embargo, durante la primavera se muestra otra región del POTM que también presenta valores altos de CHLO en la región oceánica al sur de Cabo San Lucas o al sur de la punta de la Península de Baja California. Los valores altos de CHLO se asocian a la depresión del nivel del mar en la mencionada región. La anomalía del nivel medio del mar para ese periodo (fig. 15b) presentó marcados valores negativos en gran parte de la región, restringiendo los valores positivos al extremo más oceánico al sur. Destacan dos núcleos de depresiones en la anomalía del nivel medio del mar, uno frente a Cabo Corrientes que incluye la región de las islas Marías y otro en la región de Los Cabos en el extremo sur de Baja California.

Durante el verano (julio a septiembre) se registran los valores más bajos de CHLO (fig. 16a) con un amplio dominio de condiciones oligotróficas definido por la distribución del contorno de  $0.2 \text{ mg m}^{-3}$  de CHLO, el cual tuvo su mayor aproximación hacia la costa. Esta condición oligotrófica en CHLO fue acompañado con valores positivos en la anomalía del nivel medio del mar en toda la zona costera (fig. 16b). Valores positivos del nivel del mar se corresponden con el desplazamiento de las isopícnas hacia el fondo y como consecuencia menor aporte de nutrientes a la zona eufótica.

Durante el otoño (octubre a diciembre) los valores relativamente altos de CHLO (fig. 17a) así como el límite de distribución de la zona oligotrófica tienden a valor medio

mostrado en la figura 13a. Sin embargo la distribución de la anomalía del nivel medio del mar presentó valores positivos en toda la región (fig. 17b).

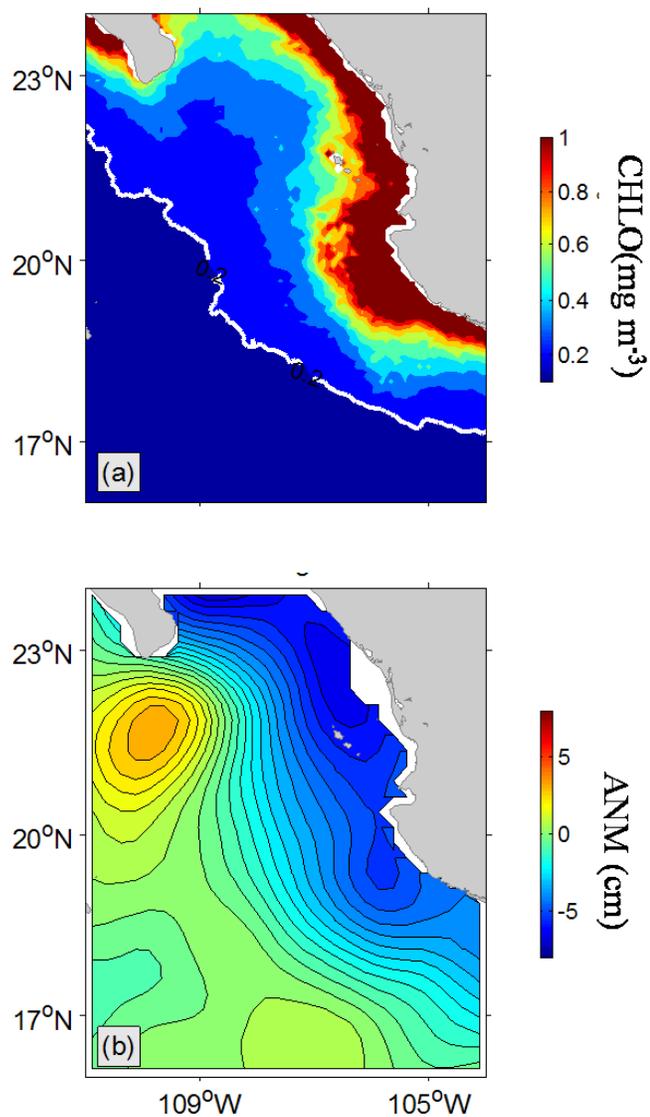


Figura 14 . Media climatológica de invierno de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM).

### III.3.1.2 Interanual

El armónico del ciclo estacional fue removido de la serie temporal en cada punto dentro de la grilla espacial para obtener las anomalías no estacionales de CHLO

representadas por el término del lado izquierdo de la ecuación 2. Las anomalías  $R_e$  se descompusieron por medio de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) de la cual se escogió el primer modo con el mayor porcentaje de varianza explicada (20%) donde se concentran principalmente las variaciones interanuales representadas por el primer término ( $F_1 * T_1$ ) de la ecuación 2.

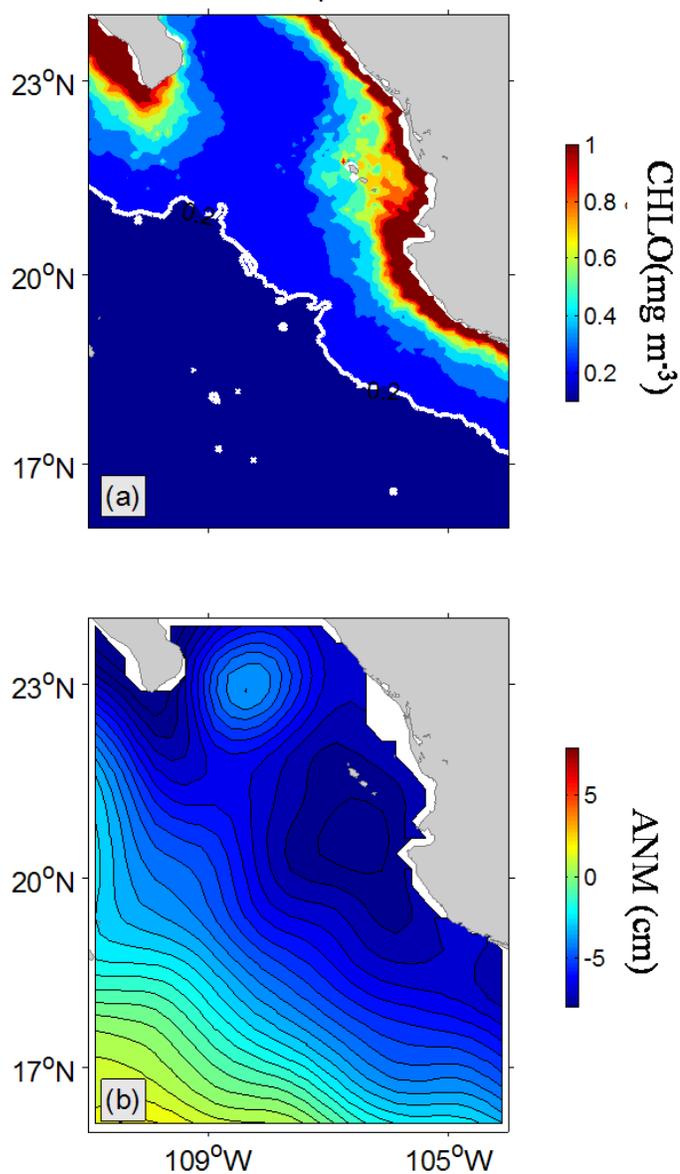


Figura 15 . Media climatológica de primavera de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM).

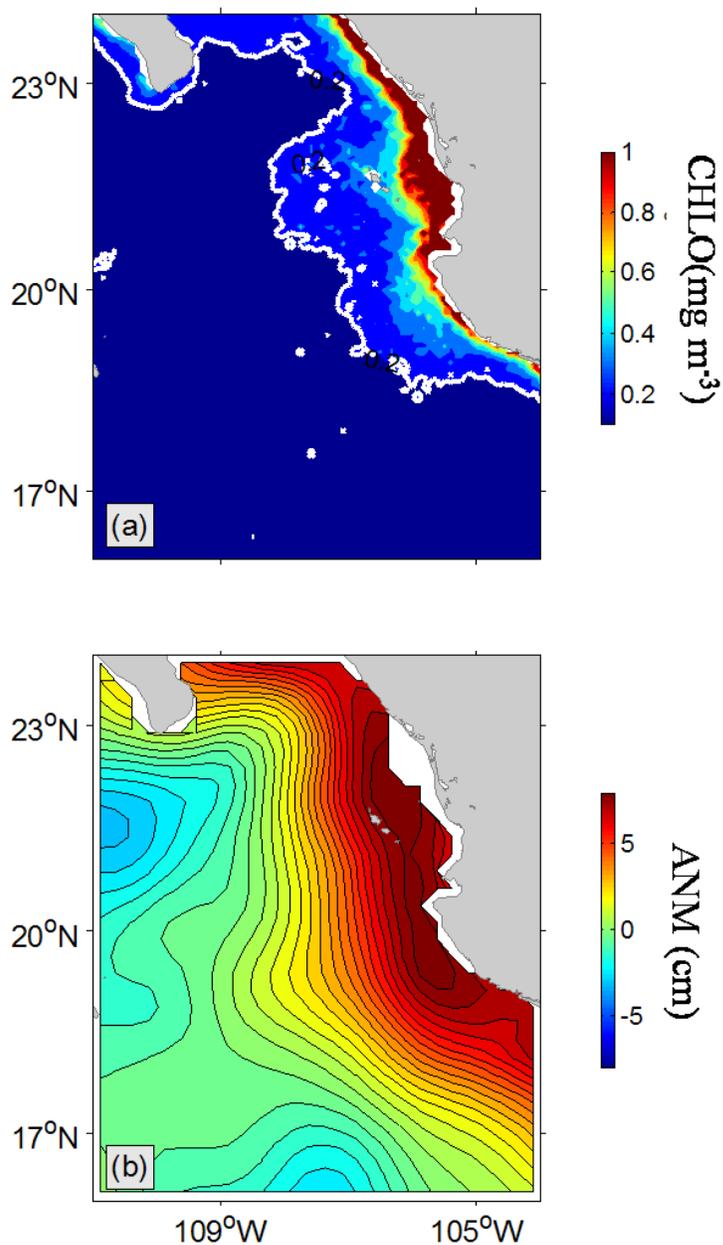


Figura 16 . Media climatológica de verano de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM).

El primer modo espacial (fig. 18a) de las FEOs de CHLO explica el 20 % de la varianza no estacional con anomalías negativos en una franja costera ( $< 250$  km) en la región al norte de Cabo Corrientes. Este modo representa principalmente la variabilidad

interanual debida a los eventos El Niño/La Niña; siendo la señal más amplia e intensa entre Cabo Corrientes y la boca del Golfo de California (transectos T1 a T3, fig. 18).

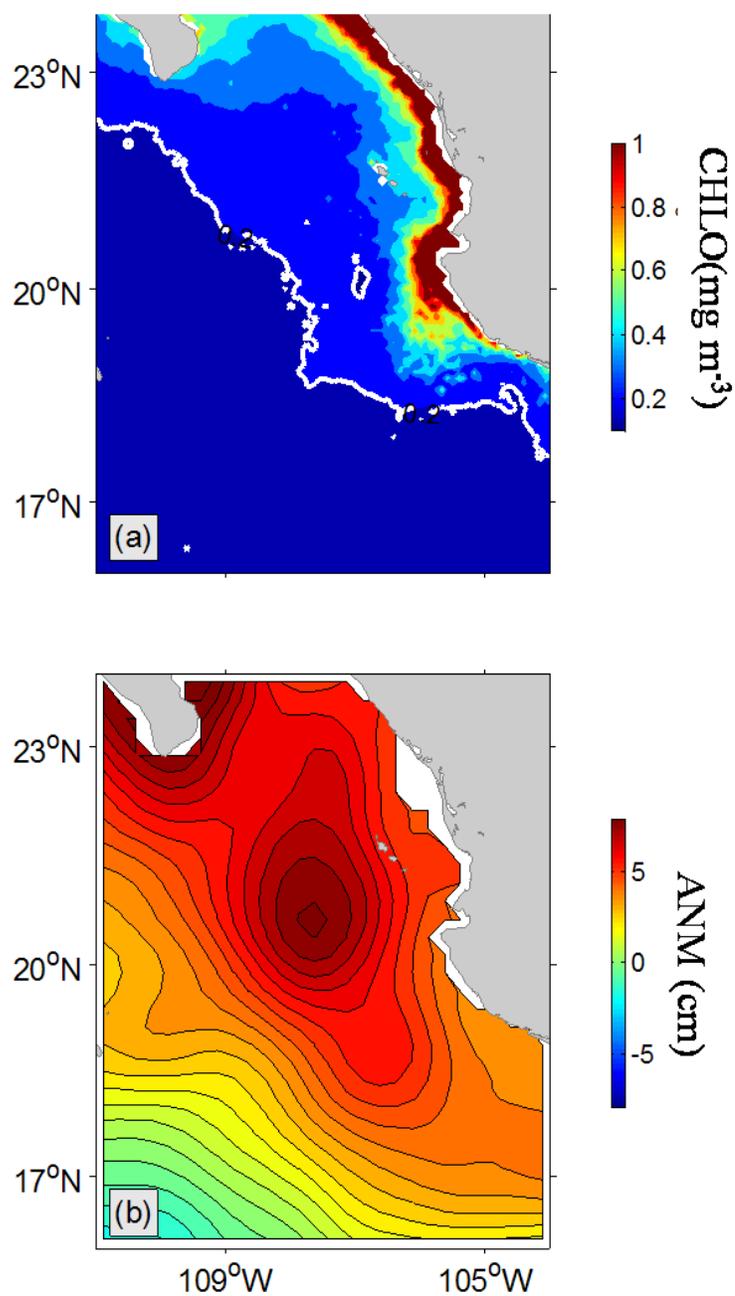


Figura 17. Media climatológica de otoño de: a) CHLO; b) anomalía del nivel del mar (ANM).

La variabilidad temporal del primer modo de CHLO mostró anomalías importantes respecto del valor promedio (fig. 18b). La serie de tiempo de CHLO se correlacionó ( $r=0.6$ ) para el mismo periodo con la serie temporal del Índice Multivariado de El Niño Oscilación del Sur (<http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/table.htm> MEI del acrónimo en inglés). Este índice ecuatorial representa las oscilación El Niño/La Niña, y se calcula como el primer modo de una análisis en componentes principales de variables oceanográficas y meteorológicas observadas en la región ecuatorial. La correlación de la anomalía de CHLO (línea negra) con el MEI (línea azul) permite mostrar que este modo representa principalmente la variabilidad interanual correspondiente a periodos de EL Niño/La Niña o la inter-anualidad generada en la zona ecuatorial que alcanza nuestra región.

Las anomalías negativas de CHLO, debido al hundimiento general de la piconclina asociado con procesos interanuales se presentan cuando la serie temporal pasa por valores positivos, como en el evento extremo de El Niño del 1997/98 (enero-marzo), o en eventos El Niño relativamente fuertes del 2003 (enero-febrero) y en el 2005 (enero-marzo). Mientras que anomalías altas de CHLO se presentaron en marzo-abril del 2000 y en febrero-marzo del 2002 y a finales del 2007. La ubicación de los cruceros en la serie temporal del MEI, ponen a junio en una fase positiva (0.2) y noviembre en una fase negativa (-0.2) del 2005. Por su parte, agosto se ubicó en una fase positiva (0.2), mientras que marzo se ubicó en una fase negativa (-0.1), evidenciando que las condiciones durante los cruceros estuvieron sin influencia de eventos interanuales destacados ya que se considera un evento interanual débil a partir de valores del MEI mayores o menores a 0.5.

### **III.3.2 Influencia de la dinámica de mesoescala en la distribución de clorofila**

En la región de transición del POTM, las imágenes de anomalía del nivel del mar (ANM) correspondientes a los periodos en que se realizaron los cruceros presentaron valores negativos en la costa excepto en agosto del 2006 (fig. 19). Cambios en la ANM reflejan cambios en la profundidad de la piconclina, valores negativos representan elevaciones de la piconclina y condiciones ciclónicas en la circulación mientras que valores positivos representan el hundimiento de esta estructura y condiciones de circulación anticiclónica (Godínez *et al.* 2010). Además, evidenciaron la presencia de remolinos

ciclónicos recurrentes en áreas donde se presentaron núcleos de valores negativos. Las ANM de junio y noviembre del 2005 muestran que en ambos meses se presentaron remolinos ciclónicos bien definidos, aunque de diferente intensidad, tanto en la región oceánica del transecto T1 como cercana a la costa entre los transectos T4 y T5 (figs. 19a y 19b). Para los meses de agosto del 2006 y marzo del 2007 las ANM se distribuyeron en bandas casi paralelas a la costa pero de diferente signo (figs. 19c y 19d). Durante agosto las anomalías del nivel medio del mar presentaron valores positivos (5 a 20 cm) en los primeros 100 a 150 km de la costera. En la región oceánica (>100 km fuera de la costa) las ANM presentaron valores negativos (-5 cm). Para marzo la distribución de ANM presentó valores negativos (-20 cm) dentro de los primeros 200 km de la costa por el norte y extendiéndose hasta 300 km en por el sur, lo que marcó la tendencia en la distribución somera de la piconclina en esa región.

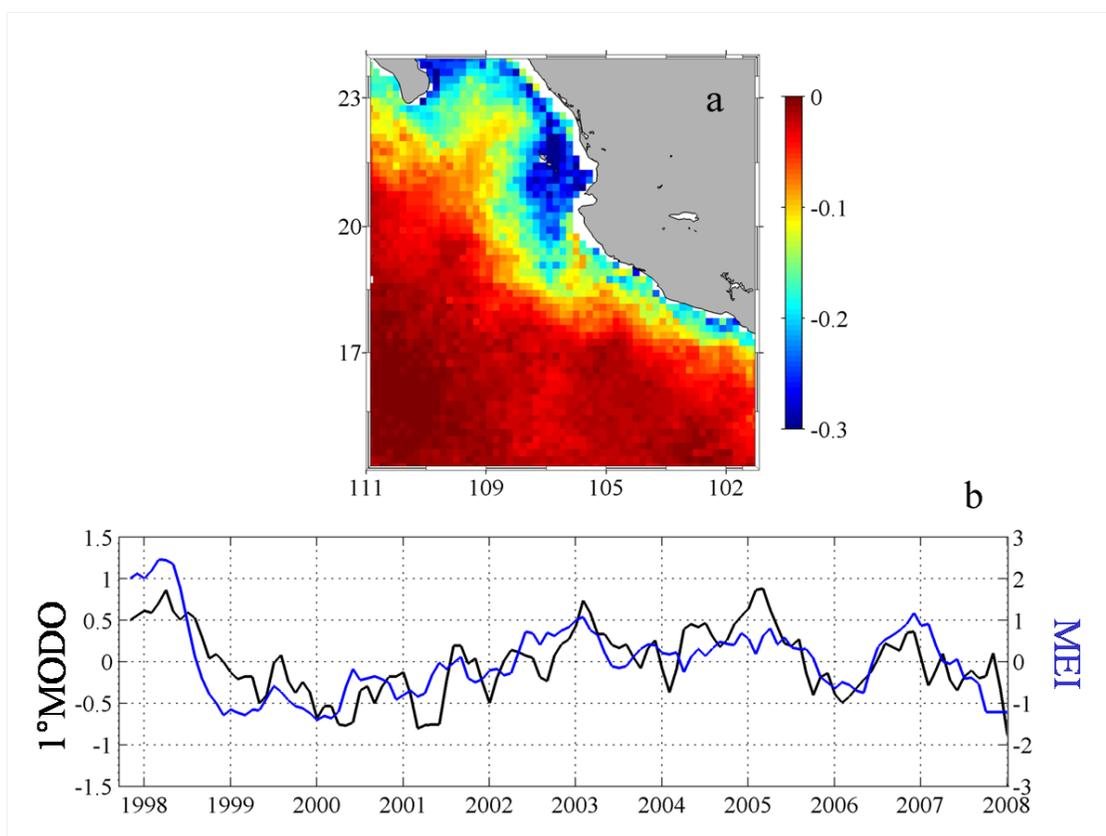


Figura 18. Primer modo de las Funciones Empíricas Ortogonales de los residuos a la estacionalidad de CHLO del sensor SeaWiFS (1997-2007). a) Distribución espacial del primer modo; b) Serie temporal del mismo modo (línea negra) y valores del MEI (línea azul).

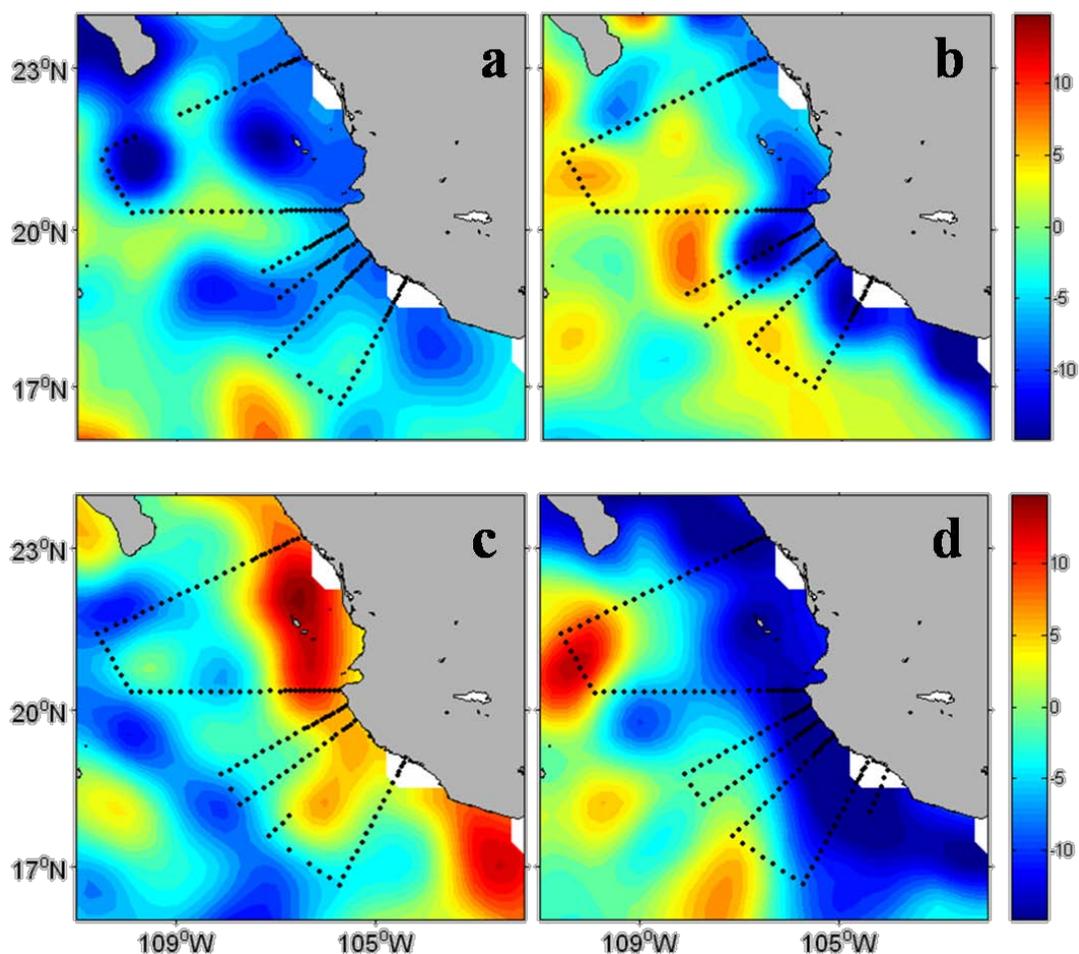


Figura 19. Anomalías del nivel del mar (cm) tomadas de los datos de AVISO para los periodos de los cruces oceanográficos. a) junio y b) noviembre del 2005, c) agosto del 2006 y d) marzo del 2007.

Se observan diferencias en la distribución espacial de CHLO de las imágenes de los compuestos de 16 días correspondientes al periodo en que se realizaron las campañas oceanográficas (fig. 20). Estas variaciones son evidencia de las diferentes condiciones dinámicas que afectan la distribución espacial y temporal de la biomasa, estimada a través de CHLO de la comunidad de productores primarios en el POTM. Las principales estructuras observadas fueron núcleos y meandros con valores altos de CHLO tanto en la región oceánica del transecto T2 (fig. 20a) como costera del transecto T6 (fig. 20d); una persistente señal de alta concentración de CHLO cercana a la costa en los transectos T3 a T6 que presentó su mayor intensidad en marzo del 2007 (fig. 20a, b y d) y la relajación

general del sistema que ocurrió en agosto cuando se observaron los menores valores en CHLO (fig. 20c).

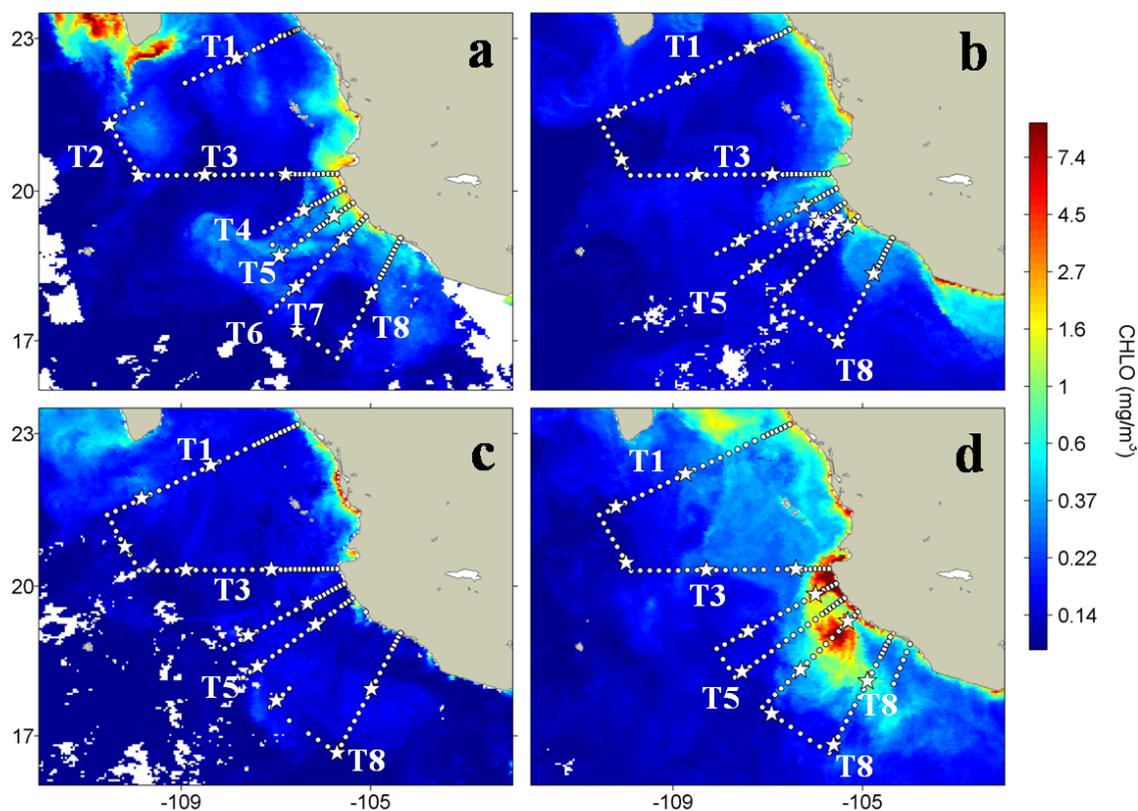


Figura 20. Imágenes de CHLO del sensor MODIS-AQUA. Los compuestos de 16 días corresponden al periodo de muestreo de cada crucero (Tabla III). Los círculos blancos indican las estaciones hidrográficas, las estrellas indican las estaciones de medio día local. En color se presenta las imágenes de CHLO de: a) junio y b) noviembre de 2005; c) agosto de 2006; d) marzo de 2007.

La distribución vertical de *Cl-a* fue descrita utilizando la señal del sensor de fluorescencia (FCl*a* en unidades relativas o ur), la cual mostró la presencia permanente en la región de un máximo subsuperficial de *Cl-a* (MSC) cuya distribución espacial en la columna de agua se observó asociada con el campo de densidad en particular con la banda entre las isopícnas de 24.0 y 25.0 kg m<sup>-3</sup> (fig. 21).

Operacionalmente se definió la piconclina como la banda subsuperficial ubicada entre las isopícnas de 24.0 y 25.0 kg m<sup>-3</sup>, basados en la piconclina descrita por Kessler (2006) que corresponde a la isopícnica de 24.5 kg m<sup>-3</sup>. En algunos transectos en la zona costera el

MSC se asocia mejor con las isopícnas de  $23.0$  y  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$ . Además, los máximos valores de la frecuencia de Brunt-Väisälä se ubicaron principalmente entre estas isopícnas coincidiendo con la posición del MSC (datos no mostrados). Otra característica hidrográfica importante ubicada también en la pínoclina fue la oxiclina, la cual definiremos aquí como la banda donde ocurre el cambio abrupto en la concentración de oxígeno disuelto (OD) de  $180 \mu\text{mol L}^{-1}$  a  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  la cual covaría en conjunto con la pínoclina.

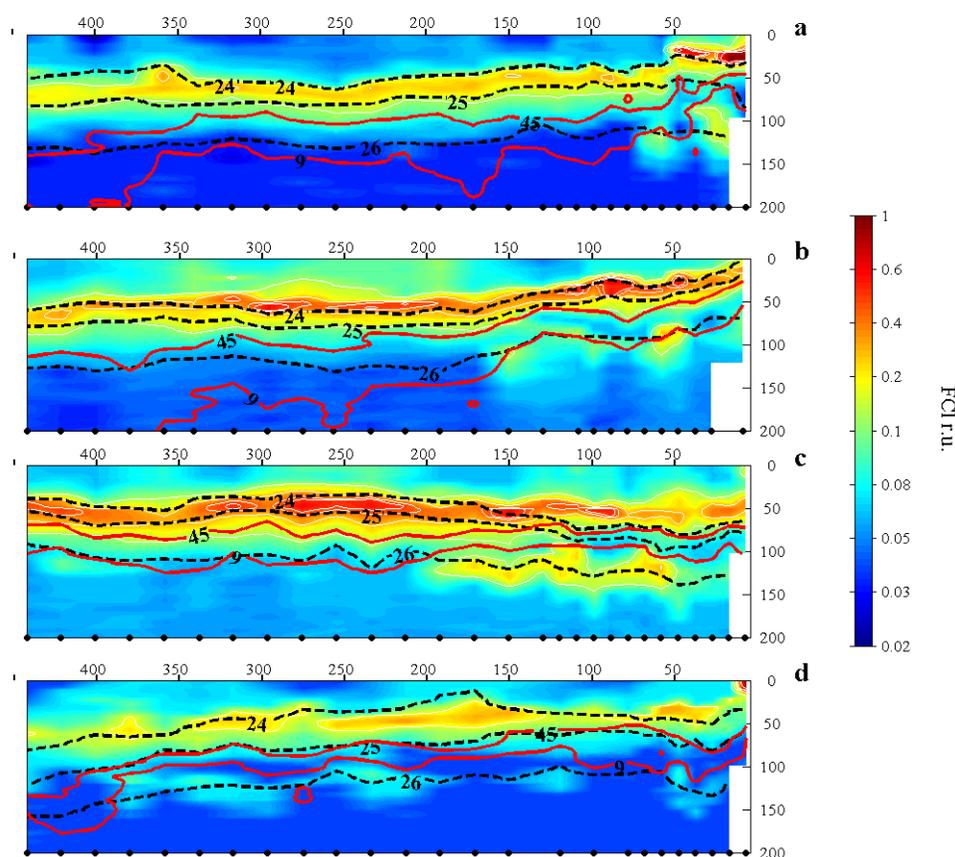


Figura 21. Distribución espacial y temporal de fluorescencia de la clorofila (FChl en ur) en el transecto hidrográfico T3. El color de fondo es para FChl. Los contornos para la anomalía de densidad potencial de  $24.0$ ,  $25.0$  y  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas y números negros). Los puntos negros del eje inferior de las abscisas indican las posiciones de las estaciones. La distancia de la costa en el eje superior está en kilómetros. a) junio y b) noviembre del 2005; c) agosto del 2006 y d) marzo del 2007.

Se muestra la línea hidrográfica T3 frente Cabo Corrientes como ejemplo general de su distribución del MSC (fig. 21). El principal patrón observado en la región de estudio fue la asociación vertical del MSC con la pinoquina y la oxiclina. Durante junio, noviembre y marzo tanto el campo de densidad como la posición del MSC y la oxiclina presentaron una tendencia general de ser más somera en la zona cercana a la costa (<200 km) desde T3 hacia el sur (datos no mostrados).

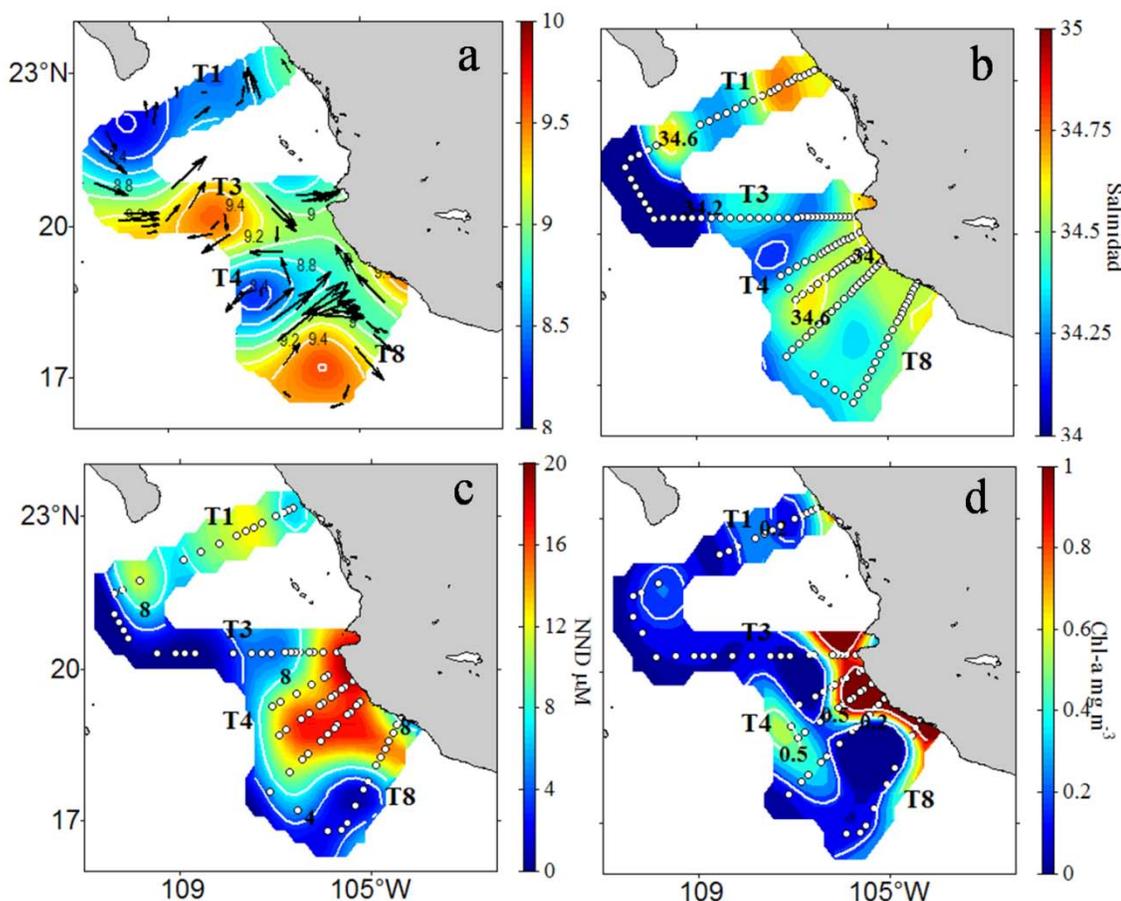


Figura 22. Distribución espacial de algunas propiedades para junio de 2005. a) Anomalía geopotencial superficial (paleta de color,  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) y la corriente geostrofica (fechas negras,  $\text{cm s}^{-1}$ ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en  $\mu\text{M}$ ) a 50 m; d) concentración de *Chl-a* a 20 m como nivel representante de la posición del MSC.

En agosto el MSC presentó una profundidad similar en toda la región (40 a 60 m) siguiendo la distribución del campo de densidad sin una marcada diferencia entre las

estaciones costeras y oceánicas (fig. 21c). La posición del MSC en la parte oceánica (>150 km), se mantuvo entre 30 a 60 m de profundidad y estrechamente asociado con la distribución de la picnoclina. Sin embargo, en los primeros 100 km cercanos a la costa, el MSC se desacopló respecto a la picnoclina, mientras que el MSC se mantuvo al mismo nivel que en la parte oceánica (30 a 60 m), la picnoclina se profundizó conforme se acercó a la costa (~60 a 100 m). Esta tendencia se presentó en toda la región costera durante este mes (datos no mostrados).

Durante marzo la distribución del MSC (fig. 21d) mantuvo una distribución espacial similar a la distribución de la picnoclina en casi toda la región, similar a lo observado en junio y noviembre. Aunque también se observó que en zonas más oceánicas (350 a 400 km) y principalmente en la región norte (>20°N, datos no mostrados), que cuando la base de la picnoclina mostró la tendencia de alcanzar mayores profundidades (~100 m) el MSC permaneció en profundidades intermedias (40 a 60 m).

La anomalía geopotencial (AGP, en color) y las velocidades geostróficas (flechas), ambas relativas a 1000 m, calculadas para junio (fig. 22a) muestran elevaciones de la picnoclina (bajos valores en la AGP) que coincidió con circulación ciclónica. En la parte más oceánica del transecto T5 se presentó un núcleo de circulación ciclónica. A lo largo del transecto T3 y en la porción más oceánica de T8 se observaron zonas de hundimiento de la picnoclina (altos valores de AGP) con circulación anticiclónica.

La distribución espacial de la salinidad a 50 m (fig. 22b) presentó algunos núcleos de altos valores relativos (>34.6), ubicados uno entre 350 a 400 km en el transecto más al norte (T1), otro en la región oceánica (>200 km) de los transectos T5 y T6 coincidiendo con AGP bajas y circulación ciclónica. Los valores más bajos de salinidad (~33.5) se presentaron en la región al noroeste.

La concentración de NND a 50 m de profundidad (fig. 22c) presentó una marcada distribución con zonas de baja concentración delimitadas por la isolínea de 4.0  $\mu\text{M}$  la cual fue consistente con valores altos de AGP y circulación anticiclónica (fig. 22a y b). Se observaron altas concentración de NND (8.0 a 12.0  $\mu\text{M}$ ) en la región norte a lo largo del transecto T1, excepto en la estación más oceánica donde se registraron concentraciones <2.0  $\mu\text{M}$ . El transecto T2 presentó concentraciones de NND <2.0  $\mu\text{M}$  así como en gran

parte del transecto T3. En la región sur ( $<20^{\circ}\text{N}$ ) se observó una gran extensión con altas concentraciones ( $10.0$  a  $16.0\ \mu\text{M}$ ) que abarcó casi toda el área cubierta por las líneas T4 a T6 ( $\sim 200$  km de la costa) y los primeros 150 km de la línea T8.

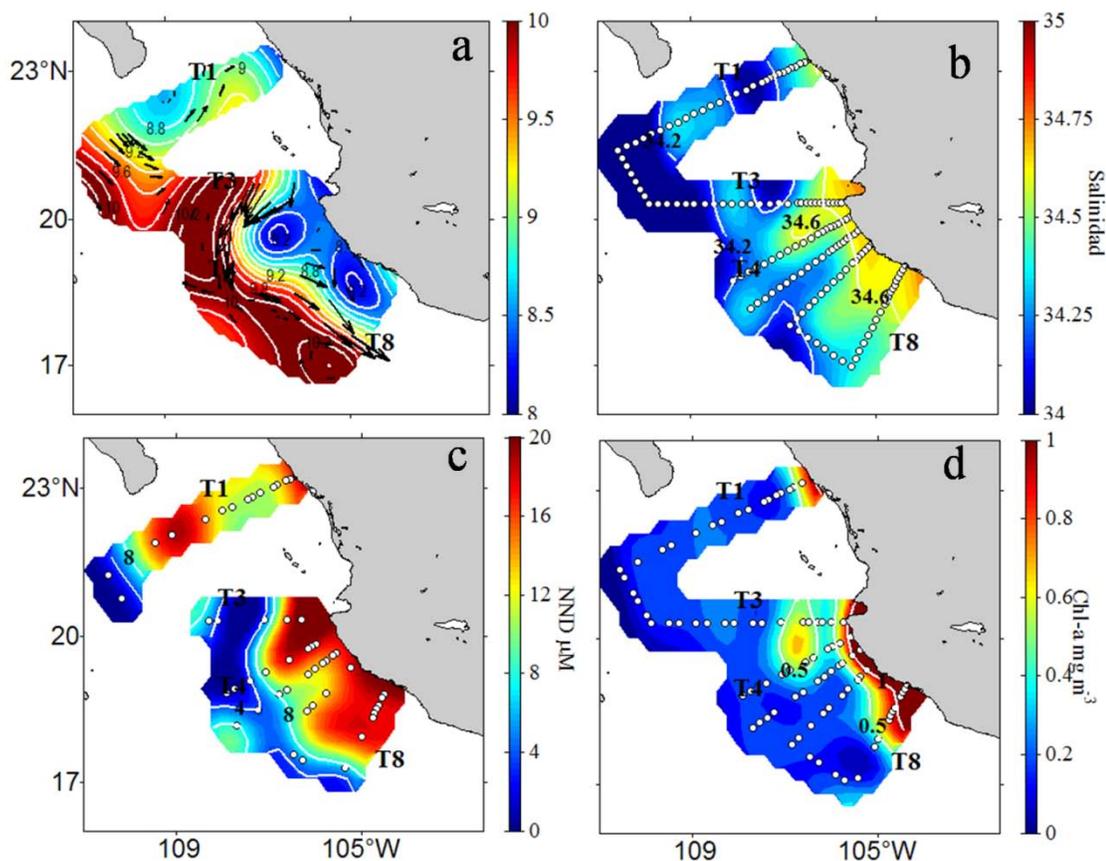


Figura 23. Distribución espacial de algunas propiedades para noviembre de 2005. a) Anomalía geopotencial superficial (paleta de color,  $\text{m}^2\ \text{s}^{-2}$ ) y la corriente geostrófica (fechas negras,  $\text{cm}\ \text{s}^{-1}$ ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad relativa a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en  $\mu\text{M}$ ) a 50 m; d) concentración de *Chl-a* a 20 m como nivel representante de la posición del MSC

Dado que la distribución vertical del MSC de T5 para junio del 2005 se mantuvo entre 20 a 40 m (fig. 21a), en la distribución espacial de *Chl-a* se utilizó las muestras discretas de 20 m como representante de la concentración del MSC (fig. 22d). En las estaciones oceánicas de T4 y T5 se observó la presencia del núcleo entre  $0.4$  a  $0.6\ \text{mg}\ \text{m}^{-3}$ , coincidente con bajas AGP, circulación ciclónica, alta salinidad ( $34.6$ ) y altos NND. Las

máximas concentraciones de *Cl-a* (1.0 a 2.0 mg m<sup>-3</sup>) se ubicaron en las estaciones costeras entre T4 y T6, donde también se ubicó un núcleo de alta salinidad (34.6) y altos NND, pero con AGP más altas y circulación en dirección norte.

Las AGP y la circulación superficial, ambas relativas a 1000 m para noviembre (fig. 23a), muestran que la principal característica observada fueron los valores bajos de AGP en la costa (< 200 km) entre T4 a T8 que coinciden con circulación ciclónica. Centrado en T4 se ubicó un remolino ciclónico cuyo núcleo abarca de los 100 a 150 km de la costa. Esta estructura elevó la picnoclina a ~15 m de profundidad (fig. 21b). Un segundo núcleo ciclónico menos definido fue observado en el norte en la parte oceánica (300 a 350 km) del transecto T1 el cual elevó la picnoclina a ~25 m (datos no mostrados). En la zona oceánicas de todos los transectos, los altos valores de AGP (>9.0 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>) reflejan la profundización de la picnoclina (~50 m).

La distribución de salinidad relativa a 50 m (fig. 23b) presentó altos valores (~34.6) en las regiones de bajas AGP y circulación ciclónica en las estaciones costeras desde T3 a T8. En la zona noroeste, en las estaciones más oceánicas (transecto T1, T2 y T3) se presentaron salinidades menores (33.5) coincidiendo con altos valores de AGP y una corriente que va hacia el sur recorriendo las estaciones más oceánicas.

La distribución de NND observada en noviembre (fig. 23c) relativa a 50 m de profundidad, presentó concentraciones de 12.0 a 16 μM a lo largo de las estaciones costera (<200 km) entre T1, T3 a T8, con valores bajos (≤2.0 μM) en las estaciones más oceánicas. Desde T3 hacia el sur, se presentó una banda delimitada por la isolínea de 8.0 μM con altas concentración relativas en el núcleo de la zona costera (12.0 a 20 μM) y bajas en la zona oceánica (≤ 4.0 μM). Estos máximos de NND coincidieron con bajas AGP, circulación ciclónica y alta salinidad (~34.6).

Como representante de la concentración en el MSC se utilizó la distribución de *Cl-a* a 20 m para noviembre (fig. 23d). En la región sur se observó un núcleo de alta concentración de *Cl-a* (~0.6 mg m<sup>-3</sup>) en la zona intermedia de T3 y T4 (80 a 160 km). En los primeros 50 km de la costa desde Cabo Corrientes hacia el sur el MSC se acercó hacia la superficie (10 a 30 m) lo que se reflejó en altos valores de *Cl-a* (~1.4 mg m<sup>-3</sup>). En la zona más oceánica (>200 km) los bajos valores de *Cl-a* (~0.2 mg m<sup>-3</sup>) fueron asociados con

el cambio de la posición del MSC el cual fue más profunda (50 m, fig. 21b) y presentó concentraciones menores ( $\sim 0.6 \text{ mg m}^{-3}$ , datos no mostrados).

La AGP y circulación geostrófica para agosto presentaron altos valores de la AGP y condiciones de circulación anticiclónica en los primeros 200 km de la costa en toda la región (fig. 24a). Sólo en las estaciones más oceánicas del transecto T1 se presentaron valores bajos de AGP y circulación ciclónica. La distribución de salinidad a 50 m (fig. 24b) en agosto presentó un marcado patrón delimitado por la isolínea de 34.4, al noroeste (transectos T1 a T3) se registró baja salinidad (33.5) mientras que hacia la zona costera y al sur desde Cabo Corrientes la distribución de salinidad fue mayor y casi homogénea ( $\sim 34.4$ ).

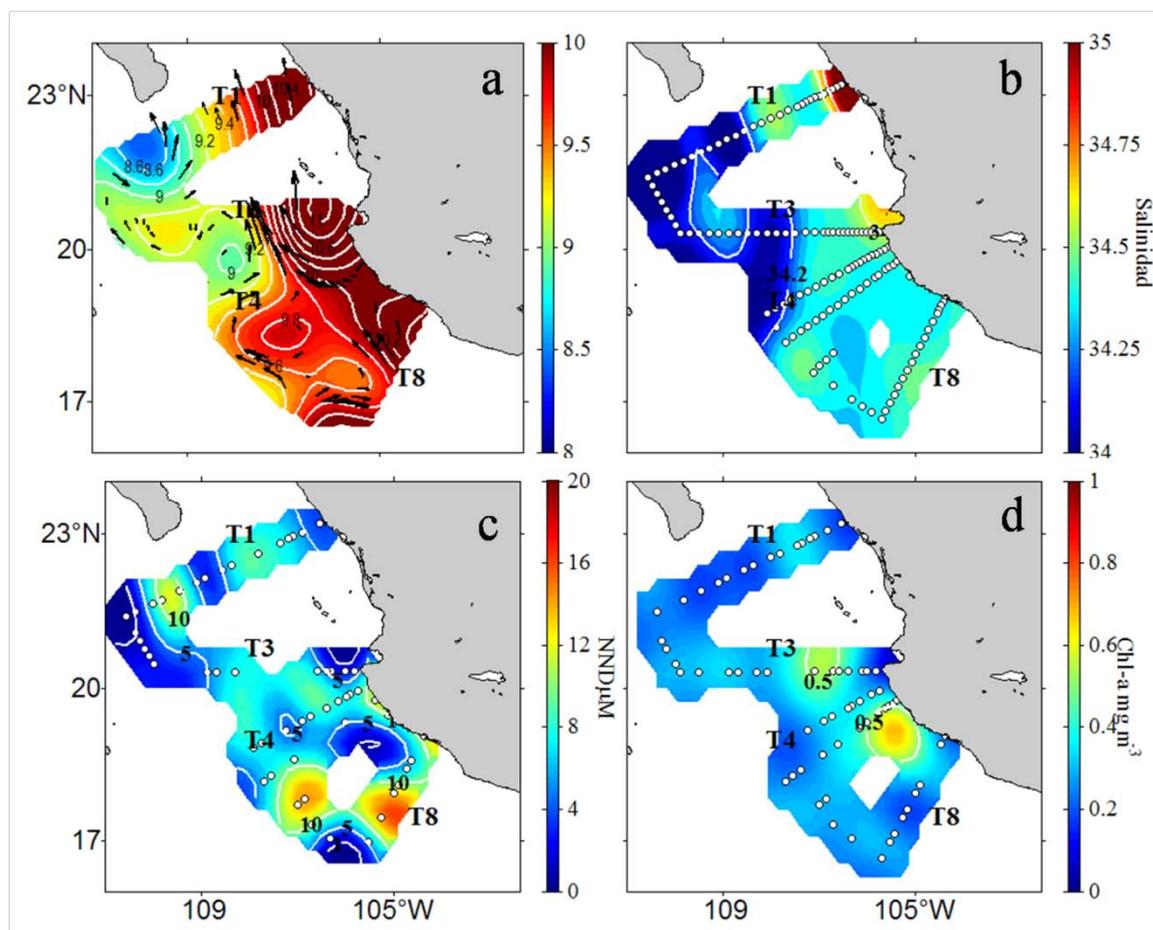


Figura 24. Distribución espacial de algunas propiedades para agosto del 2006. a) Anomalia geopotencial superficial (paleta de color,  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) y la corriente geostrófica (fechas negras,  $\text{cm s}^{-1}$ ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad relativa a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en  $\mu\text{M}$ ) a 50 m; d) concentración de *Chl-a* a 50 m como nivel representante de la posición del MSC.

La concentración de NND a 50 m fue  $\leq 8.0 \mu\text{M}$  en gran parte de la región (fig.24c). Se presentó un núcleo en la parte oceánica del transecto T1 de  $\sim 12.0 \mu\text{M}$ . Otros dos núcleos similares ( $\sim 14.0 \mu\text{M}$ ) fueron observados en los transectos T6 y T8 en la zona ártica e intermedia respectivamente. Se utiliza la concentración de *Cl-a* a 50 m observada en agosto como representativa de la concentración en el MSC (fig. 24d), la que presentó los valores más bajos ( $\sim 0.4 \text{ mg m}^{-3}$ ) de las cuatro campañas con una distribución homogénea.

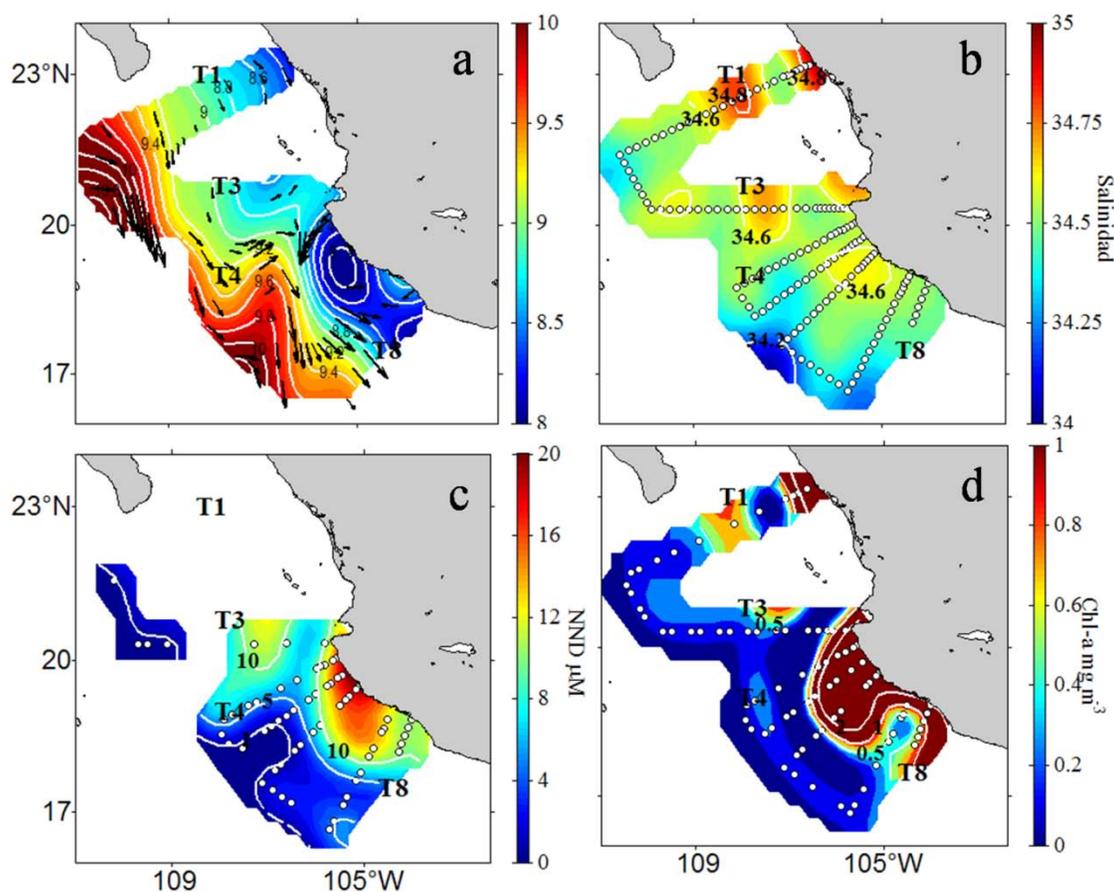


Figura 25 Distribución espacial de algunas propiedades para marzo del 2007. a) Anomalia geopotencial superficial (paleta de color,  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) y velocidad geostrofica (fechas negras,  $\text{cm s}^{-1}$ ) ambas referidas a 1000 m; b) distribución de la salinidad relativa a 50 m; c) concentración de nitrato y nitrito (NND en  $\mu\text{M}$ ) a 50 m; d) concentración de *Cl-a* a 20 m como nivel representante de la posición del MSC.

La AGP y las velocidades geostroficas calculadas para marzo relativas a 1000 m (fig. 25a) evidenciaron la presencia de un remolino ciclónico centrado en las estaciones

cercanas a la costa entre T5 y T6. Mientras que en las estaciones oceánicas de toda la región se presentaron AGP con valores altos que reflejan el hundimiento de la pycnoclina con circulación general hacia el sur.

La distribución de salinidad a 50 m (fig. 25b) presentó valores  $\geq 34.4$  en gran parte de la región, con núcleos de alta salinidad relativa  $\geq 34.6$  en las estaciones intermedias (150 a 200 km) en el transecto T1, en el transecto T3 ( $\sim 34.6$ ) y al sur cercano a la costa ( $\sim 70$  km) centrado en T5 y T6 ( $\sim 34.6$ ). Estos núcleos de salinidad alta coincidieron con AGP bajas ( $< 8.6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ).

La concentración de NND a 50 m presentó los mayores valores (8.0 a 20.0  $\mu\text{M}$ ) al sur en las estaciones cercanas a la costa (T4 a T8), extendiéndose hacia la zona oceánica ( $\sim 150$  km) en el transecto más al sur (fig. 25c). La distribución espacial de *Cl-a* relativa a 20 m (fig. 25d), utilizada como representativa de la distribución del MSC, mostró altos valores ( $\sim 1.4$  a  $\sim 4.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) desde Cabo Corrientes hacia el sur delimitado por la distribución de la isolínea de  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$  de *Cl-a*, la cual se llegó a extender hasta  $\sim 200$  km de la costa en la zona sur. El MSC en las estaciones oceánicas ( $> 200$  km) de toda la región se ubicó más profundo (40 a 60 m) con valores de  $0.6$  a  $0.9 \text{ mg m}^{-3}$  (datos no mostrados).

La distribución vertical del MSC en marzo sobre el transecto T3 (fig. 21d) presentó una marcada diferencia con los transectos de la región al sur desde T4 a T8 donde la posición del MSC presentó un marcado gradiente costa-océano (datos no mostrados) asociado a la presencia del marcado remolino ciclónico (fig. 23a). En las estaciones costeras de T6 ( $< 150$  km) el MSC se ubicó cercano a la superficie (10 a 30 m), mientras que en la zona oceánica ( $> 150$  km) su posición fue más profunda ( $\sim 60$  m, datos no mostrados).

### III. 4 Discusión

El análisis en escalas espacio-temporales de la clorofila satelital (CHLO) observada durante 10 años de datos del SeaWiFS (1997-2007) para el Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM) muestra tres escalas igualmente importantes al describir la varianza: interanual, estacional y mesoescala. Las tres escalas de variabilidad se muestran

estrechamente asociadas con las oscilaciones de las isopícnas o el nivel medio del mar en cada escala y con sus respectivos forzamientos descritos por Godínez *et al.* (2010).

Los valores altos de CHLO en una franja costera de 50 km se deben a las condiciones favorables de surgencias costeras que presenta la región (García-Reyes 2005, Torres-Orozco *et al.* 2005, López-Sandoval *et al.* 2009, Cepeda-Morales *et al.* 2009). El esfuerzo medio del viento en la costa es predominante hacia el ecuador en el POTM (Kessler 2006) mecanismo que ha sido descrito como responsable de eventos de surgencias en la costa oriental del Pacífico (Thomas y Strub 2001, Carr y Kearns 2003, Soto-Mardones *et al.* 2004).

El objetivo de este trabajo está enfocado en el estudio de la CHLO en la región más oceánica del POTM. Para estudiar la variabilidad de la CHLO del océano interior se definió como región oligotrófica aquella zona con valores de CHLO  $< 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ . Valores de CHLO  $< 0.5 \text{ mg m}^{-3}$  han sido considerados como una respuesta significativa de la CHLO en una región oceánica, (Espinosa-Carreón *et al.* 2004).

En el promedio de largo plazo (1997-2007) de CHLO muestra valores altos ( $> 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) en la región oceánica frente a Cabo Corrientes, extendiéndose hasta 250 km fuera de la costa (fig. 13a). Esta distribución espacial está ligada al domo que se produce en esta región (fig. 13b) debido al rotacional del esfuerzo del viento, que con valores de vorticidad positivos (ciclónicos) produce una circulación ciclónica que responde al balance de Sverdrup (Godínez *et al.* 2010). Este domo, denominado Domo de la Corriente Costera Mexicana (Beier *et al.* 2003), pertenece a la dinámica estacionaria (desplazamiento de la isopícnas hacia la superficie) la cual fue recientemente explicado por Godínez *et al.* (2010), sin ser relacionado con la producción primaria en el POTM. En particular, Godínez *et al.* (2010), demostraron que utilizando la isopícnas de  $27.0 \text{ kg m}^{-3}$  es posible realizar comparaciones significativas con las observaciones satelitales de altimetría y con la hidrografía de nuestros cruceros. De acuerdo con Godínez *et al.* (2010) cuando se utiliza la isopícnas de referencia de  $27.0 \text{ kg m}^{-3}$  como nivel de referencia resulta la mejor representación de las oscilaciones del nivel del mar en esta región. En el sentido que las observaciones de las alturas geopotenciales de nuestros cruceros muestran un mínimo de diferencia con las obtenidas de Levitus más las del satélite AVISO.

Las desviaciones estacionales de la CHLO a su valor medio se pueden explicar con la dinámica estacional de las oscilaciones del nivel medio del mar en esta escala. Esta dinámica fue descrita por el forzamiento de ondas largas de Rossby localmente forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento que se radian desde la costa (Godínez *et al.* 2010). En la escala estacional, el nivel medio del mar oscila como una onda de Rossby larga que cubre todo el POTM en su fase ciclónica durante invierno-primavera y una fase anticiclónica durante verano-otoño. De esta manera, durante su fase ciclónica en el periodo frío, esta onda larga de Rossby favorece el aumento en CHLO al elevar las isopicnas hacia la superficie incorporando aguas profundas ricas en nutrientes a la zona eufótica.

Durante primavera al sur de Cabo San Lucas, (punta de la Península de Baja California) el rotacional positivo del esfuerzo del viento tiene valores similares a los del Golfo de Tehuantepec (orden 7 a 10  $\text{Nm}^{-3}$ , Chelton *et al.* 2008), forzando el desplazamiento de las isopicnas hacia la superficie debido al bombeo de Ekman y como consecuencia se desarrolla una región de valores muy importantes de CHLO (fig. 15a). Con estos resultados podemos deducir que la componente estacional de la CHLO tiene dos regiones importantes de producción de CHLO, en el invierno la región oceánica frente a la costa de México continental, y en la primavera en al oeste de la Península de Baja California cercano a la punta.

La variabilidad interanual de la CHLO parece estar asociada a los eventos El Niño/La Niña, que quedan capturados por el primer modo de una descomposición en Componentes Principales de los residuos a la estacionalidad. Este modo contabiliza el 20% de la varianza global de la CHLO y muestra que durante El Niño (La Niña) toda la región del POTM (no oligotrófica) ve disminuidos (incrementados) significativamente sus valores de clorofila. El Niño/La Niña son eventos ecuatoriales que llegan a la región del POTM principalmente por medio de ondas del tipo de Kelvin que se propagan a lo largo de la costa oeste. En particular el nivel del mar de la altimetría también muestra el mismo comportamiento (Godínez *et al.* 2010), produciendo circulación anticiclónica (ciclónica) en todo el POTM durante El Niño (La Niña). Es de esperar a partir de este resultado que durante El Niño (La Niña) las isopicnas se profundicen (se eleven) disminuyendo (incrementando) los valores de CHLO (Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Venegas *et al.* 2008).

Luego de extraer el ciclo estacional y el primer modo de la descomposición en Componentes Principales, lo que resta es la variabilidad de mesoescala (Godínez *et al.* 2010) la cual está compuesta de remolinos ciclónicos y anticiclónicos que cubren parte de la región de estudio. La variabilidad de mesoescala se caracterizó por medio de la *Cl-a* proveniente de observaciones *in situ* del periodo entre 2005 a 2007 que corresponden a cuatro cruceros hidrográficos. Los resultados muestran que en los procesos de mesoescala correspondientes a remolinos ciclónicos la *Cl-a* se incrementa considerablemente debido a un aporte de NND ( $>5.0 \mu\text{M}$ ) asociada al agua Subtropical Subsuperficial cuyo nivel superior de distribución ha sido asociada con el inicio de la zona mínima de oxígeno (fig. 3, cap. II).

Asimismo la fluorescencia de la clorofila (FCl<sub>a</sub>) medida durante los cruceros muestra en general una correlación con las isopicnas ubicadas entre 24.0 y 25.0 kg m<sup>-3</sup> lo cual podemos explicar con los movimientos baroclínicos que describen la dinámica superficial del POTM. Kessler (2006) propuso que las oscilaciones de las isopicnas en el POTM se pueden describir con las oscilaciones de la isoterma de 20°C, que en promedio en la región corresponde a la isopicna de 24.6 kg m<sup>-3</sup>, por lo que el uso de las isopicnas 24.0 a 25.0 kg m<sup>-3</sup>, donde se ubicó el máximo de clorofila subsuperficial, responden a la dinámica descrita en el POTM. Este resultado es muy importante porque muestra (desde el punto de vista del fitoplancton) que la máxima concentración de *Cl-a* se concentran por debajo de la isopicna con la cual se ha descrito la dinámica del POTM previamente Kessler (2006), y que más recientemente fue descrita por Godínez *et al.* (2010), como fenómenos físicos asociados a: ondas largas de Rossby, remolinos de mesoescala, y la dinámica estacionaria del Domo de la Corriente Costera Mexicana; dándole sustento a que la variabilidad de la *Cl-a* está íntimamente relacionada con la dinámica de las isopicnas de 24.0 a 25.0 kg m<sup>-3</sup> en el POTM

### III. 5 Conclusiones

En base al análisis de imágenes de color del océano del SeaWiFS (CHLO), anomalía del nivel del mar (ANM) y cuatro cruceros observacionales se caracterizaron las

principales escalas de variabilidad de la clorofila-a (*Cl-a*) y se asociaron con los diferentes procesos dinámicos de acuerdo a la escala de variación reportados en la región del POTM.

En análisis de CHLO de 1997 a 2007 se identificaron las tres escalas principales de variabilidad, las cuales muestran estrecha asociación con la dinámica de la picnoclina descrita para la región en base a los datos de ANM. Estas son debida a: eventos interanuales, El Niño/La Niña; el ciclo estacional, asociados con el rotacional del esfuerzo del viento y con ondas de Rossby que se propagan desde la costa.

En la distribución promedio de CHLO se observó que los altos valores oceánicos coinciden espacialmente con el Domo de la Corriente Costera Mexicana el cual ha sido descrito como una respuesta local debida al rotacional del esfuerzo del viento con vorticidad positiva (Godínez *et al.* 2010). En la escala estacional, el nivel medio del mar oscila como una onda de Rossby larga que cubre todo el POTM en su fase ciclónica durante invierno-primavera y una fase anticiclónica durante verano-otoño. De esta manera, durante su fase ciclónica en el periodo frío, esta onda larga de Rossby favorece el aumento en CHLO al elevar las isopícnas hacia la superficie incorporando aguas profundas ricas en nutrientes a la zona eufótica.

La variabilidad de mesoescala de la *Cl-a* que fue analizada con la información de cuatro cruceros demostró que los incrementos de *Cl-a* están asociados a los remolinos ciclónicos los cuales promueven el aporte de nutrientes subsuperficiales provenientes del Agua Subtropical Subsuperficial de la zona del mínimo de oxígeno. Lo que demuestra que en las ZMO someras bajo diferentes procesos que favorezcan la mezcla vertical estaría favoreciendo la respuesta de los productores primarios.

Finalmente, la asociación de la distribución espacial del máximo subsuperficial de clorofila con las picnoclina definida por la banda entre las isopícnas de 24.0 y 25.0 kg m<sup>-3</sup> permiten dar sustento a que la variabilidad de la comunidad del fitoplancton está íntimamente ligada a la dinámica de la picnoclina, lo que permite la asociación directa de la *Cl-a* con procesos dinámicos de diferentes escalas descritos en la región del POTM.

---

## **CAPITULO IV. Efecto de la zona del mínimo de oxígeno en el segundo máximo de clorofila del Pacífico Oriental Tropical Mexicano**

---

### **IV. 1. Introducción**

La región de transición norte del Pacífico Oriental Tropical Mexicano (POTM) es donde ocurre la confluencia de al menos dos condiciones hidrográficas, originadas por agua de la Corriente de California (Kessler 2006) y agua de origen tropical (Lavín *et al.* 2006). Como resultado de esta confluencia, la comunidad autotrófica experimenta condiciones ecológicas muy diferentes. Además, han sido observadas dos importantes características dentro de los primeros 150 m de profundidad del POTM: la presencia de un segundo máximo de fluorescencia debida a clorofila (FCl<sub>a</sub>), y la profundidad somera del límite superior de la zona mínima de oxígeno (ZMO). Hasta ahora se encuentra poco entendida la variabilidad espacio-temporal de estas características y su relación con aspectos dinámicos.

La función de la posición de la nutriclina-picnoclina en la formación del máximo subsuperficial de clorofila ha sido ampliamente estudiada (Venrick *et al.* 1973, Letelier *et al.* 2004, Huisman *et al.* 2006). Sin embargo, son menos conocidos los procesos de formación de un segundo máximo de clorofila en regiones como el POTM con bajo contenido de oxígeno disueltos ( $<20 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). Goericke *et al.* (2000) mostraron la presencia de dos máximos en la distribución vertical de FCl<sub>a</sub> en el Mar de Arabia y en el POTM. El primer máximo de fluorescencia (FMax) estuvo asociado con la posición en la columna de agua de la nutriclina-picnoclina, mientras que el segundo FMax fue observado cerca de la base de la zona eufótica y por debajo (pero cercana) al límite superior de la ZMO.

El segundo FMax está constituido por una población dominada por la cianobacteria autotrófica *Prochlorococcus*, como un ecotipo acondicionado a baja irradiancia (Johnson *et*

al. 1999, Goericke *et al.* 2000). La amplia distribución de *Prochlorococcus* en todos los océanos lo hace uno de los grupos más importantes en las comunidades autotróficas (Partensky *et al.* 1999, Bouman *et al.* 2006, Johnson *et al.* 2006); además de ser el organismo dominante en los océanos tropicales y subtropicales (Partensky *et al.* 1999). Estos organismos pueden contribuir con una fracción importante de la producción primaria nueva de los océanos (~50%; Johnson *et al.* 2006). En el POTM, Almazán-Becerril y García-Mendoza (2008) mostraron que frente a Cabo Corrientes la contribución de *Prochlorococcus* a la clorofila total fue ~90% a una profundidad (~80 m) cercana al límite superior de la ZMO. La distribución vertical de *Prochlorococcus* comprende toda la zona eufótica, y este grupo puede ser encontrado hasta 200 m de profundidad (Partensky *et al.* 1999, Johnson *et al.* 2006). Además de su adaptación a baja irradiancia (<100  $\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ; Moore y Chisholm 1999, Moore *et al.* 2002, Johnson *et al.* 2006) *Prochlorococcus* incorpora indistintamente  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{NO}_2^-$  (Moore *et al.* 2002, Casey *et al.* 2007).

La ZMO es una franja del océano con importante influencia en la distribución de organismos pelágicos y bentónicos (Morrison *et al.* 1990, Codispoti *et al.* 2001, Escribano *et al.* 2004, Helly y Levin 2004, Karstensen *et al.* 2008). Sin embargo, no hay un valor único de oxígeno disuelto empleado como referencia para definir el límite de la ZMO. Para esto se han utilizado valores tan bajos como 4.5  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  (~0.1 ml  $\text{L}^{-1}$ ) donde ocurre denitrificación, hasta 45.0  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  e incluso 90.0  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  (~1.0 y 2.0 ml  $\text{L}^{-1}$  respectivamente) en las cuales son afectados algunos animales marinos (Kamykowski y Zentara 1990, Helly y Levin 2004, Karstensen *et al.* 2008). Se ha demostrado que en áreas productivas de los márgenes orientales de los océanos el límite superior de las ZMO tiende a acercarse a la superficie (Keeling y García 2002, Bograd *et al.* 2008). Otra característica importante de las regiones de ZMO es el aumento en la formación de gases invernadero como el óxido nitroso, lo que ocurre durante el proceso de denitrificación (Ward *et al.* 2008). Debido a su alto grado de hipoxia (Helly y Levin 2004, Karstensen *et al.* 2008), la ZMO del POTM es considerada una de las más intensas de los océanos del mundo (Kamykowski y Zentara 1990, Karstensen *et al.* 2008), donde el límite superior de la ZMO puede ser tan somero como 40 m de profundidad (Cline y Richards 1972, Fernández-Álamo y Farber-Lorda 2006).

Para el Mar de Arabia, donde es conocida la posición somera de la ZMO y su alto grado de hipoxia, Johnson *et al.* (1999) argumentaron que bajo estas condiciones los mecanismos físicos podrían ser importantes en la regulación de las poblaciones presentes en el segundo FMax. La posición somera del límite superior de la ZMO podría hacerla más susceptible de ser influenciada por procesos de mesoescala (Morrison *et al.* 1999, Escribano *et al.* 2004, Monteiro *et al.* 2008).

En este trabajo se investigó la variabilidad espacial de dos de las características de la zona de transición norte del POTM, el segundo FMax y el límite superior de la ZMO y su interrelación. También se investigó el efecto de algunos procesos físicos (corrientes costeras, remolinos y surgencias) sobre la variabilidad espacial de estas dos características del POTM.

#### **IV. 2. Materiales y Métodos**

El área de estudio está ubicada en el límite norte del Pacífico Oriental Tropical Mexicano (POTM; ~16°N a ~23°N), en las inmediaciones de Cabo Corrientes (fig. 26). Los datos fueron obtenidos en junio de 2005 a bordo del B/O *Francisco de Ulloa*. Los perfiles de temperatura potencial ( $\theta$ , °C) y salinidad fueron calculados a partir de datos tomados con un CTD SeaBird modelo 911-*plus* calibrado de acuerdo con las especificaciones del fabricante, el cual fue bajado a una profundidad máxima de 1000 m. Se utilizaron los datos de  $\theta$  y salinidad para calcular la anomalía de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ , kg m<sup>-3</sup>), la anomalía geopotencial y las corrientes geostroficadas (ambas relativas a 1000 m). El CTD fue equipado con sensores para oxígeno disuelto (OD,  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) modelo SB43 (precisión 4.50  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ; resolución: 0.45  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) y para fluorescencia de la clorofila-*a* (FCl<sub>a</sub>, en unidades relativas o u.r.), la cual fue utilizada como un *proxy* de la clorofila total del fitoplancton. El sensor de OD fue calibrado acorde a las recomendaciones del fabricante (Godínez *et al.* 2005), con muestras de agua colectadas a profundidades discretas y analizadas con el método micro-Winkler (Anderson 1971). Ambas mediciones fueron comparadas y se aplicaron correcciones a los datos de oxígeno disuelto obtenidos por el sensor acoplado al

CTD (datos no mostrados). El límite superior de la ZMO fue definido como la isolínea de  $OD = 9.0 \mu\text{mol L}^{-1}$  (Kamykowski y Zentara 1990), y a su profundidad se le nombró  $Z_{OMZ}$ .

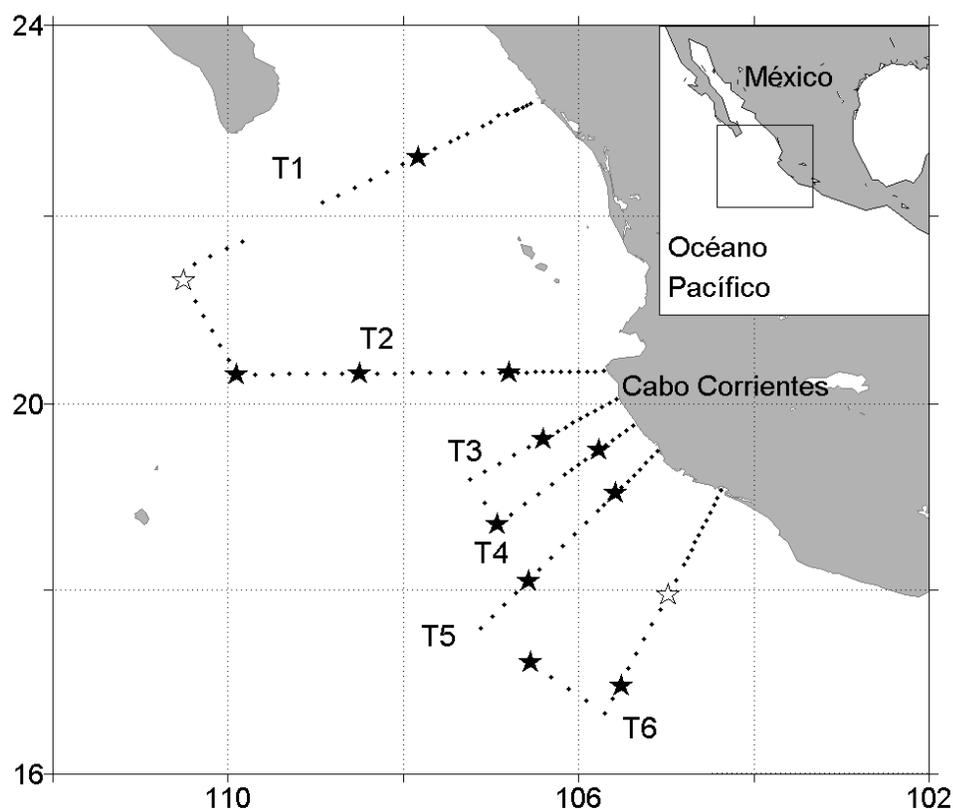


Figura 26. Transectos hidrográficos normales a la costa (T1 a T6) cerca de Cabo Corrientes en el POTM en junio del 2005. Los puntos negros muestran las estaciones. Estaciones de medio día donde fueron obtenidos datos de PRR600/610 están marcadas con estrellas. La estación 27 del transecto T1 en el norte, así como la estación 12 del transecto T6 en el sur están marcadas con estrellas blancas y son utilizados en la figura 28.

En 13 de las 156 estaciones (estrellas en la fig. 26) a medio día local se determinaron perfiles de irradiancia espectral descendente en la banda de 490 nm ( $E_{d490}(z)$ , donde  $z$  es la profundidad) e irradiancia en el intervalo de 400 a 700 nm (Radiación Fotosintéticamente Activa: PAR del acrónimo en inglés,  $E_{dPAR}(z)$ ) con un irradiómetro PRR-600/610 con sensores sumergible/superficial (Biospherical Instruments Inc.). Debido a que *Prochlorococcus*, el organismo autotrófico responsable del segundo FMax (Johnson

*et al.* 1999, Goericke *et al.* 2000), tiene un espectro de absorción característico con un máximo en el intervalo de 430 a 490 nm (Moore *et al.* 1995, Moore y Chisholm 1999), se definió la profundidad de la zona eufótica ( $Z_{eu}$ ) a la cual fue calculado el 1% de  $E_{d490}(0)$ . El coeficiente de atenuación a 490 nm ( $K_{d490}$ ) fue derivado de los perfiles verticales de  $E_{d490}(z)$  medidos justo por debajo de la superficie y hasta el valor más profundo de  $E_{d490}(z)$  (Mueller 2003). La profundidad de la zona eufótica basada en PAR ( $Z_{euPAR}$ ) fue calculada a partir del valor promedio del coeficiente de atenuación de luz difusa ( $K_{dPAR}$ ) y de  $E_{dPAR}(z)$ .

### IV. 3. Resultados

La distribución vertical de FCl<sub>a</sub> y valores seleccionados de la anomalía de densidad potencial ( $\gamma_{\theta} = 24.0, 25.0$  y  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$ ) y oxígeno disuelto ( $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) son presentados en la figura 26. La picnoclina fue definida por la franja entre las isopicnas de  $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$ , donde además se presentó el cambio más abrupto en el OD de  $178$  a  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  (la oxiclina). El primer FMax estuvo situado en la picnoclina a una profundidad de  $\sim 50$  m, con una variabilidad espacial que siempre estuvo cercana pero por debajo de la isolínea de OD de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  (la base de la oxiclina). En los 30 km cercanos a la costa de los transectos T2 a T6 (fig. 27, T2 a T6) el primer FMax se aproximó a la superficie, junto con la isolínea de OD de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  y las isopicnas de  $\gamma_{\theta} = 24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$  (excepto en T6), y se incrementó a  $\sim 1.0$  u.r. En la parte más alejada de la costa, el primer FMax se intensificó en zonas con una picnoclina somera (fig. 27, T4) y se debilitó donde la picnoclina fue profunda (fig. 27, T2).

Tabla IV. Valores promedios ( $\pm$  una desviación estándar) de la irradiancia superficial descendente a 490 nm y de PAR ( $E_{d490}(0)$  and  $E_{dPAR}(0)$ , respectivamente), sus coeficientes de atenuación ( $K_{d490}$  y  $K_{dPAR}$ ) y la profundidad de la zona eufótica calculada con la banda de 490 nm ( $Z_{eu}$ ) y PAR ( $Z_{euPAR}$ ). Las unidades para  $E_{d490}(z)$  son  $\mu\text{W cm}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ , para  $E_{dPAR}(0)$  son  $\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $K_{d490}$  y  $K_{dPAR}$  están en  $\text{m}^{-1}$ . La profundidad de la zona eufótica está en metros.

Lances	$E_{d490}(0)$	$K_{d490}$	$Z_{eu}$	$E_{dPAR}(0)$	$K_{dPAR}$	$Z_{euPAR}$
13	$138.6 \pm 20.5$	$0.046 \pm 0.021$	$110 \pm 25$	$1600 \pm 252$	$0.085 \pm 0.024$	$56 \pm 9$

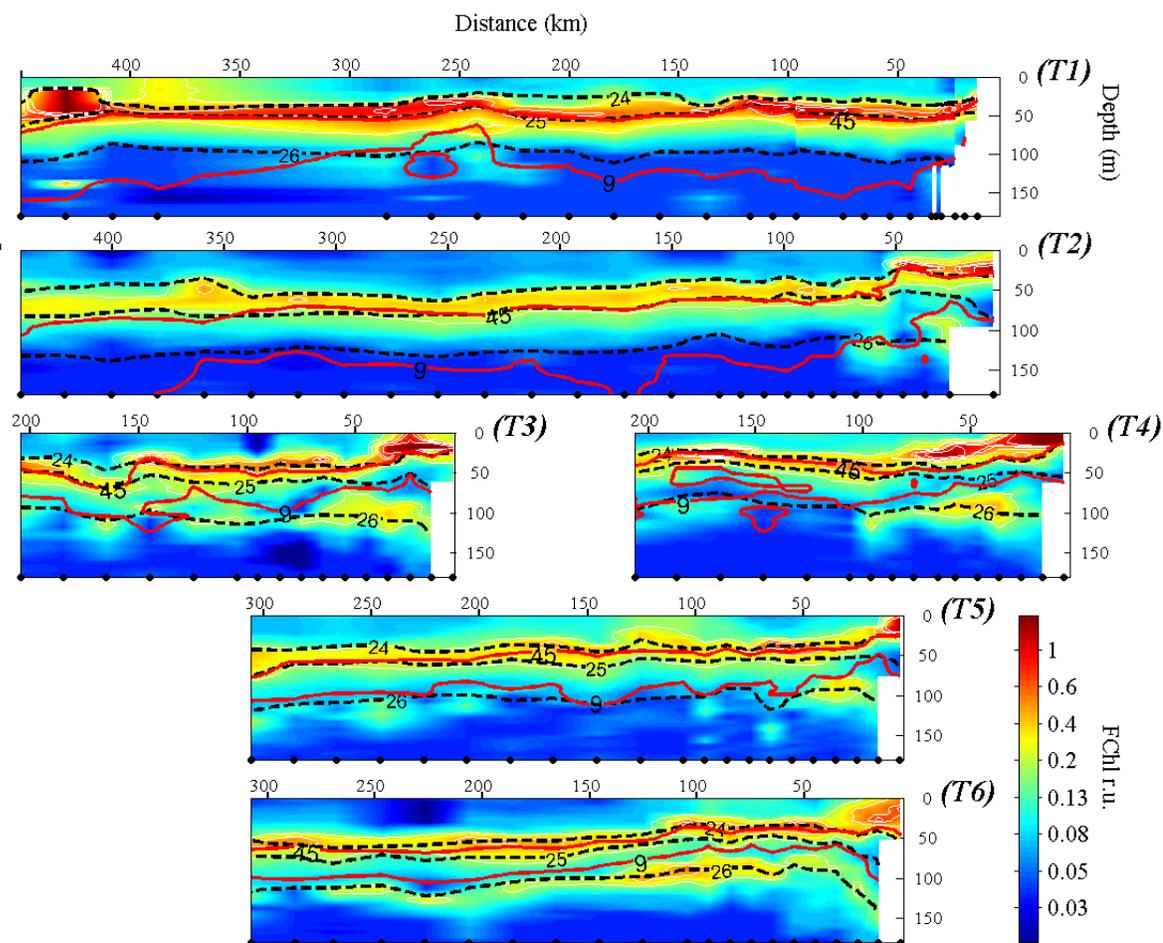


Figura 27. Distribución espacial de fluorescencia de la clorofila (FChl) en el POTM en los transectos hidrográficos T1 a T6. El color de fondo es para FChl (unidades relativas, u.r.). Los contornos de 24.0, 25.0 y 26.0  $\text{kg m}^{-3}$  de la anomalía de densidad potencial son presentados con líneas negras discontinuas y números negros. Los contornos para las isólinas de oxígeno disuelto de 45 y 9  $\mu\text{mol L}^{-1}$  se presentan en rojo. Los puntos negros del eje inferior de las abscisas indican las posiciones de las estaciones. La distancia de la costa en el eje superior está en kilómetros.

El segundo FMax se definió como la zona por debajo de la picnoclina donde FChl  $\geq 0.2$  u.r. y fue evidente en los transectos T3 a T6 (fig. 27, T3 a T6), en franjas desde 80 m a 120 m de profundidad (en el transecto T6 desde 80 a 140 m). En contraste, el segundo FMax fue débil y casi ausente en el transecto T1, ubicado al norte del área de estudio (fig. 27, T1), y en el transecto T2 (fig. 27, T2) estuvo presente cerca de la costa, desde 70 m a 140 m de profundidad. La presencia del segundo FMax incrementó entre 20% y 40 % la

FCl<sub>a</sub> integrada en la columna de agua (0 a 200 m), y siempre fue observado por debajo del límite superior de la ZMO (isolínea = 9  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ), con la isopícnica de  $\gamma_{\theta} = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$  asociada al máximo relativo de FCl<sub>a</sub>.

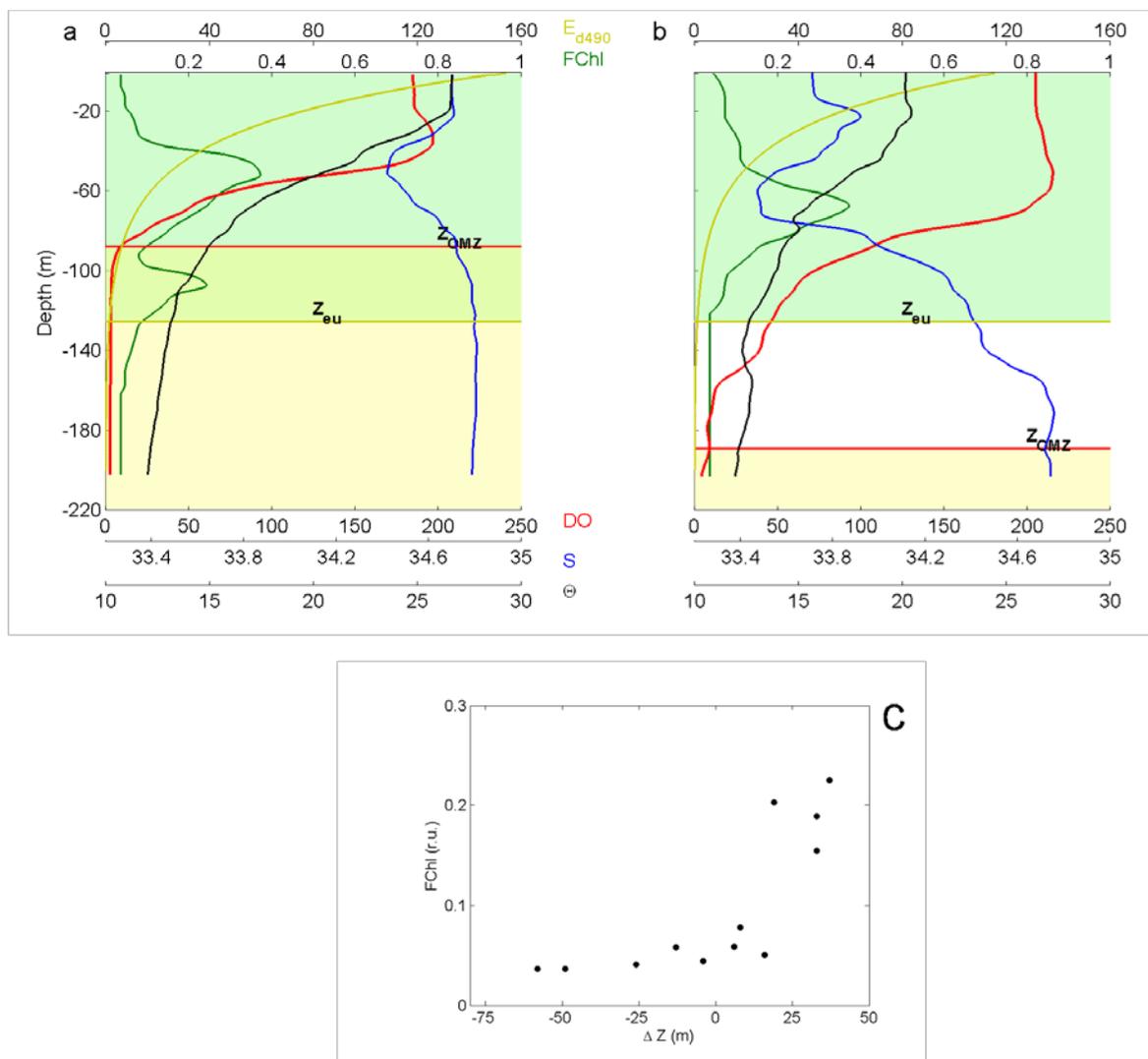


Figura 28. a) Perfiles verticales de la estación 12 correspondiente al transecto T6 (ver fig.1): FCl<sub>a</sub> en verde (u.r.), salinidad en azul, temperatura potencial en negro ( $\theta$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ), oxígeno disuelto en rojo ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ), y la irradiancia espectral descendente a 490 nm en amarillo ( $E_{d490}$ ,  $\mu\text{W cm}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ ). (b) Idem para la estación 27 correspondiente al transecto T1 (ver fig.1). La línea horizontal amarilla muestra la profundidad de la zona eufótica ( $Z_{eu}$ ), la cual es el 1% de  $E_{d490}$ . La línea horizontal roja indica la profundidad del límite superior de la ZMO ( $Z_{OMZ}$ ), donde  $\text{OD} = 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ . (c) Relación entre  $\Delta Z$  ( $Z_{eu}-Z_{OMZ}$ ) y FCl<sub>a</sub> (u.r.) medida en la isopícnica  $\gamma_{\theta} = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$  para las estaciones en las cuales fueron colectados datos de  $E_{d490}(z)$ .

En las estaciones de la figura 26 marcadas con estrellas blancas donde se realizaron mediciones de  $E_{d490}(z)$  y  $K_{d490}$ , la  $Z_{eu}$  fue  $\sim 120$  m. En la estación más sureña (fig. 28a) el primer FMax estuvo ubicado por debajo de la termoclina (22 a 26 °C) a  $\sim 50$  m de profundidad, relacionado con la posición de la oxiclina y con el mínimo somero de salinidad (34.4). La estructura hidrográfica tuvo una fuerte influencia en la distribución de FCl $a$ , mayormente en la región superior de la zona eufótica con alta irradiancia. En la parte más profunda, en la región de baja irradiancia cerca del fondo de la zona eufótica, el segundo FMax fue observado a  $\sim 110$  m dentro de la capa donde la zona eufótica fue más profunda ( $Z_{eu} \sim 120$  m) que el límite superior de la ZMO ( $Z_{OMZ} \sim 90$  m). En  $Z_{OMZ}$  la salinidad fue de 34.7 y la temperatura de 14°C. En contraste, la estación más alejada de la costa en el transecto del norte presentó sólo el primer FMax a  $\sim 70$  m de profundidad (fig. 28b), relacionado con el inicio de la oxiclina ( $178 \mu\text{mol L}^{-1}$ ), por debajo de la termoclina y del mínimo somero de salinidad (33.5). El límite superior de la ZMO ( $Z_{OMZ} \sim 200$  m) y la zona eufótica ( $Z_{eu} \sim 120$  m) no se superpusieron, por lo que no se observó un segundo FMax. La salinidad en  $Z_{OMZ}$  también fue de 34.7 pero la temperatura fue menor (12°C) que en la estación del sur.

En la figura 28c se presentan los valores  $d\Delta Z$  y FCl  $a$  de la isopicna  $\gamma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$  para 12 de las 13 estaciones en las cuales se colectaron datos de  $E_{d490}(z)$ . A partir de la definición  $d\Delta Z = Z_{eu} - Z_{OMZ}$ , para una estación dada  $\Delta Z > 0$  representa que el límite superior de ZMO es más somero que  $Z_{eu}$ . Cuando  $\Delta Z$  fue positivo se observaron altos valores de FCl $a$  en la isopicna  $\gamma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$ . Cuando  $\Delta Z$  fue negativo o cercano a cero, se observaron valores bajos de FCl $a$  sobre esta misma isopicna.

El segundo FMax presentó una variabilidad espacial extensa asociada con la posición del ZMO (fig. 27). Debido a que  $Z_{eu}$  fue casi constante (promedio de  $Z_{eu} \sim 110$  m, en el intervalo de 80 a 130 m, Tabla IV), la distribución del segundo FMax fue principalmente determinada por la posición del límite superior de la ZMO.

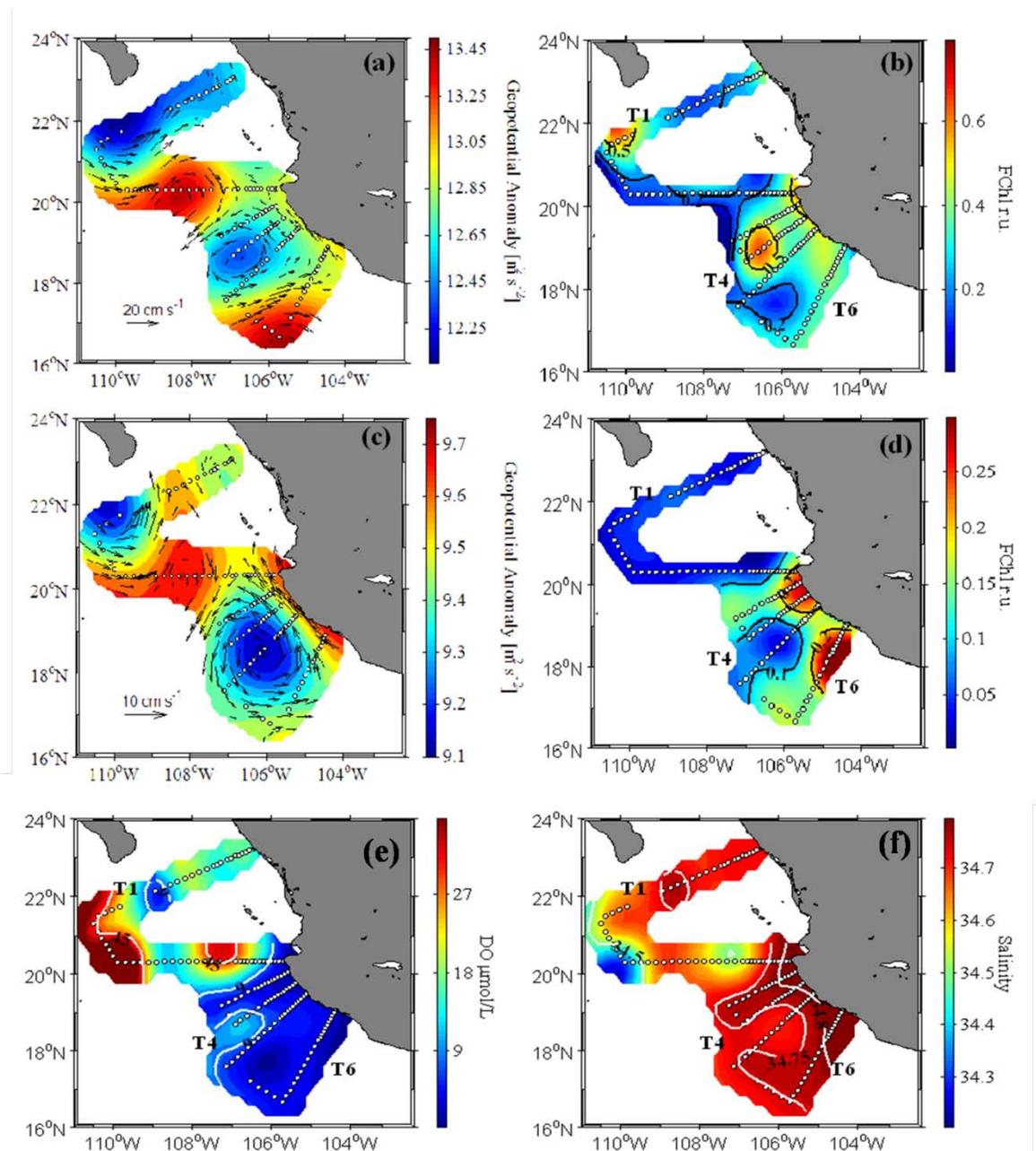


Figura 29. Distribución espacial de propiedades dinámicas y biogeoquímicas de junio del 2005. (a) Anomalia geopotencial superficial ( $m^2 s^{-2}$ ) y velocidades geostróficas ( $cm s^{-1}$ ) relativas a 1000 m de profundidad. (b) Valor promedio de FChl.a entre las isopícnas 24.0 a 25.0  $kg m^{-3}$ . (c) Anomalia geopotencial a 100 m de profundidad ( $m^2 s^{-2}$ ) relativas a 1000 m de profundidad. (d) FChl.a (u.r.) medida sobre la isopícnica  $\gamma_{\theta}=26.0 kg m^{-3}$  como estimación de la distribución del segundo FMax. (e) Distribución horizontal de OD ( $\mu mol L^{-1}$ ) en la isopícnica  $\gamma_{\theta}=26.0 kg m^{-3}$ . (f) Salinidad en la isopícnica  $\gamma_{\theta}=26.0 kg m^{-3}$ .

La anomalía geopotencial y la circulación geostrófica superficial se muestran en la figura 29a, y el valor promedio de  $FCl_a$  entre las isopícnas de 24.0 y 25.0  $\text{kg m}^{-3}$  que representa la variabilidad del primer FMax se muestra en la figura 29b. Los valores bajos en la anomalía geopotencial representaron áreas con picnoclina somera y circulación ciclónica. En las áreas donde se presentó una picnoclina somera aumentó el valor del primer FMax. En T1 y en T4 se observaron remolinos ciclónicos (fig. 29a) con un primer FMax intenso (fig. 29b). La anomalía geopotencial y la circulación geostrófica a 100 m se muestra en la figura 29c, y la distribución del segundo FMax en la isopícnas  $\sigma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$  en la figura 29d. La circulación a 100 m fue similar a la observada en la superficie, excepto que el centro del remolino ciclónico se registró en T5. La distribución espacial del segundo FMax fue limitado principalmente a la parte sur de la región de estudio ( $< 20^\circ\text{N}$ ). Este segundo FMax presentó la tendencia a tener máximos valores más al sur (tránsito T6) y cercanos a la costa (tránsitos T3 y T4), con la disminución hacia la región oceánica. En el medio de los tránsitos T4 y T5 fue observado un mínimo relativo de  $FCl_a$  ( $< 0.1 \text{ u.r.}$ ) donde el segundo FMax estuvo ausente y relacionado con el centro del remolino ciclónico (fig. 29c).

La presencia del segundo FMax fue asociado con cambios en las condiciones hidrográficas de los perfiles de OD y salinidad (fig. 28), característica observada en toda la región de estudio. La distribución espacial del OD y salinidad sobre la superficie de la isopícnas  $\sigma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$  se presenta en la figura 29 e y f. El OD mostró valores altos ( $> 45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) al noroeste del área de muestreo (fig. 29e) y concentraciones bajas de OD ( $< 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) en los tránsitos del sur T3 a T6. El OD fue alto en la parte oceánica de T1 y T2. Además, se detectó un núcleo con alto OD ( $> 22 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) en el centro de T2. La variabilidad espacial de salinidad (fig. 29f) presentó una tendencia inversa con la del OD (fig. 29e). En la región noroeste a la mitad y final del tránsito T2 se observaron valores bajos relativos de salinidad (34.5) en relación a altas concentraciones de OD ( $> 45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). La mayor salinidad ( $> 34.7$ ) fue medida en los tránsitos del sur y cercanos a la costa, pero con un mínimo ( $\sim 34.65$ ) relativo en la parte central de T5.

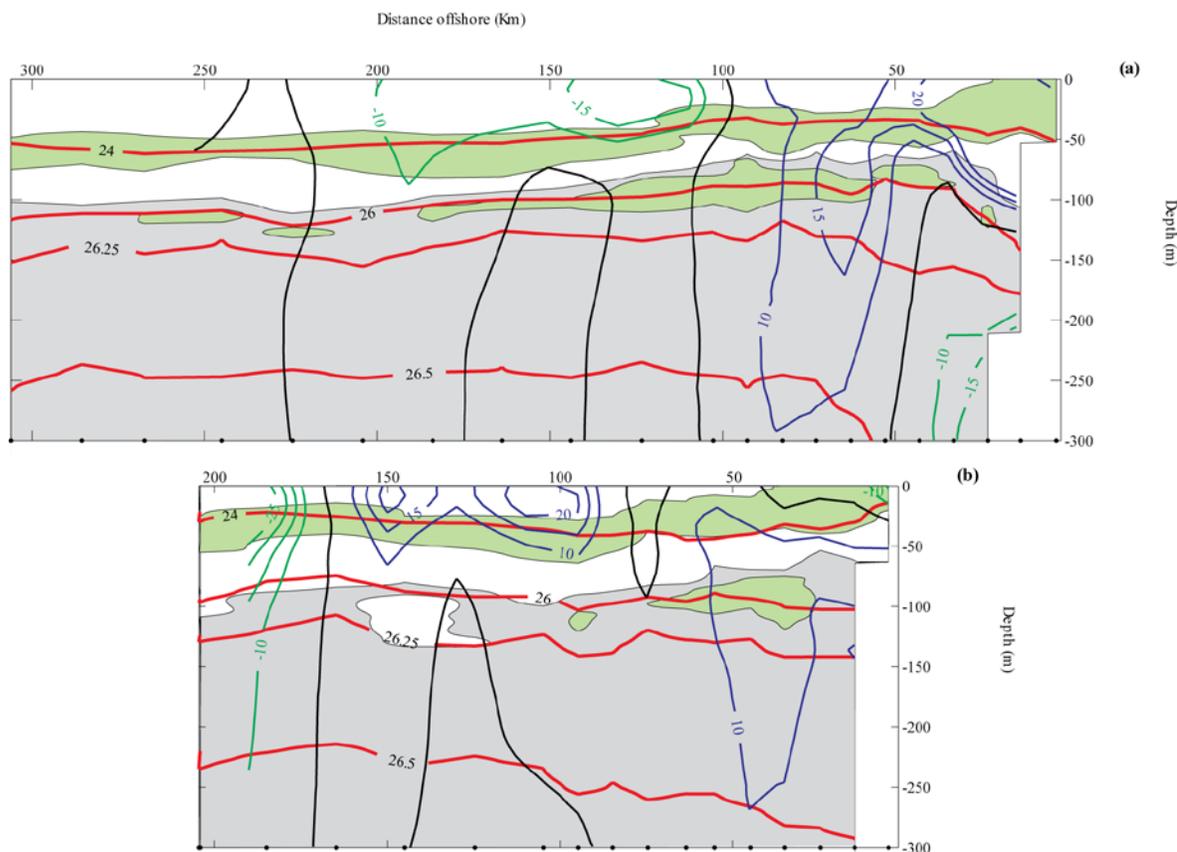


Figure 30. Distribución vertical de los transectos (a) T6 y (b) T4. Las isopicnas están en rojo. Se muestran las velocidades geostróficas con dirección al norte (línea azul), hacia el sur (línea verde) y no movimiento (línea negra). Las áreas verdes son  $FCl\alpha \geq 0.2$  u.r., representando al primer y segundo FMax. La zona mínima de oxígeno ( $OD \leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) está indicada con el área sombreada en gris. Los puntos negros en el eje inferior de la abscisas indican la posición de la estaciones.

Los cambios en la intensidad del segundo FMax cercanos a la costa presentaron características muy locales (fig. 29d), donde T6 representó condiciones de verano sin la influencia de surgencias costeras. La figura 5a muestra que el segundo FMax en T6 estuvo entre 30 km y 180 km alejado de la costa, sobre el domo caracterizado por la isopicna de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$ , siempre dentro de ZMO y por arriba de  $Z_{eu}$ . El valor promedio de  $Z_{eu}$  fue 110 m (Tabla IV) y el límite superior de la ZMO se sobrepuso con  $Z_{eu}$ . El domo formado por las isopicnas reflejó la circulación geostrófica, la cual consiste en la presencia cercana a la costa de la Corriente Costera Mexicana (CCM) con dirección al polo (fig. 30a). En la región cercana a la costa ( $< 100$  km) se presentó un flujo hacia el polo con una velocidad de

20 cm s<sup>-1</sup>; entre 100 y 200 km costa afuera, se presentó un flujo hacia el ecuador con velocidades entre 10 a 15 cm s<sup>-1</sup>. En los primeros 50 km cerca de la costa, donde fue encontrado el núcleo de la CCM, la isopicna de 26.0 kg m<sup>-3</sup> se profundizó y el segundo FMax se debilitó.

Las condiciones con surgencias costera se ejemplifican con el transecto T4 (fig. 30b). Aunque la CCM estuvo presente con una velocidad de 10 cm s<sup>-1</sup> modulada por las isopicnas más profundas, la isopicna de 26.0 kg m<sup>-3</sup> estuvo a un mismo nivel de profundidad. Las velocidades geostróficas mostraron que en la superficie dentro de los primeros 50 km la CCM fue débil o casi nula. El campo de densidad demostró que la isopicna de  $\gamma_\theta = 24.0$  kg m<sup>-3</sup> fue somera causando un flujo costero débil hacia el ecuador de 10 cm s<sup>-1</sup> (fig. 30b).

#### IV. 4. Discusión

En la mayor escala espacial cubierta por este estudio, el segundo FMax fue más frecuente e intenso en la región sur que en la norte, así como en la región costera con respecto a la oceánica (fig. 27). En esta escala de variabilidad se apreció el hundimiento característico del límite superior de la ZMO del sur al norte y del este al oeste, lo cual es una particularidad de la distribución media del límite superior de la ZMO (isolínea de DO = 9  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) en el POTM (Fernández-Álamo y Färber-Lorda 2006). Los datos mostraron que este patrón estuvo relacionado con la presencia de agua de la Corriente de California en la región norte. Esta masa de agua de origen sub-ártico (Fiedler y Talley 2006, Kessler 2006, Lavín *et al.* 2006) fue la de menor salinidad y más rica en OD en el área. Además de la respuesta en su tendencia general, el segundo FMax fue más intenso entre 50 a 100 km de la costa (fig. 27, T2 a T6), asociado con el levantamiento en la banda costera del límite superior de la ZMO.

Además, se encontró la presencia del segundo FMax en la región oceánica que acompañó al levantamiento del límite superior de la ZMO. La mayoría de los valores altos relativos del segundo FMax ocurrieron sobre la  $\gamma_\theta = 26.0$  kg m<sup>-3</sup> (fig. 27, T3 y T4), lo cual

sugiere que los procesos dinámicos podrían ser importantes para la distribución del segundo FMax, debido a que estos afectan el grado de sobreposición entre la zona eufótica y el límite superior de la ZMO, una condición necesaria para la presencia del segundo FMax (Goericke *et al.* 2000).

En este trabajo se presentaron dos aspectos importantes que afectaron la variabilidad del segundo FMax. El primero de ellos fue el papel del oxígeno disuelto en relación a su distribución espacial, sugerida por Goericke *et al.* (2000); y el segundo la relación entre el segundo FMax y la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$ , lo que hizo posible asociar la variabilidad espacial del segundo FMax y el límite superior de la ZMO con aspectos dinámicos a diferentes escalas en el POTM. Este segundo punto se basó en el efecto de los cambios en la profundidad de las isopícnicas en las cuales el fitoplancton encontraría condiciones favorables para el crecimiento, condicionado a la disponibilidad de luz azul y por lo tanto la tasa de crecimiento (Letelier *et al.* 2004). La profundización de la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  podría colocar al fitoplancton por debajo de la  $Z_{eu}$ . Este cambio en la intensidad de la irradiancia llevaría a la disminución de las tasas de crecimiento en las comunidades presentes en este nivel, similar a lo que ha sido observado en cultivos de *Prochlorococcus* (Moore y Chisholm 1999).

En este trabajo, el segundo FMax se observó siempre que el límite superior de la ZMO se sobrepuso a la  $Z_{eu}$ , una condición manifestada frecuentemente en las regiones con ZMO someras. La definición de la  $Z_{eu}$  basada en  $E_{d490}(0)$  es más apropiada que la establecida con base en PAR ( $Z_{euPAR}$ ), debido a que el ecotipo de *Prochlorococcus* que se desarrolla a mayor profundidad está acondicionado a utilizar luz azul (Partensky *et al.* 1999, Moore *et al.* 1995), la cual estuvo disponible en la  $Z_{eu}$  (Johnson *et al.* 1999). Esto último ha sido observado en cultivos donde este organismo tiene mayores tasas de crecimiento con luz azul que con luz blanca (Moore *et al.* 1995). Debido a que  $Z_{euPAR}$  es siempre más somera que  $Z_{eu}$  (Tabla IV), se requiere tener cuidado en el criterio al definir este límite, ya que los cálculos podrían llevar a una sobre o subestimación de la irradiancia disponible en el segundo FMax. Debido a que en el fondo de la zona eufótica los niveles de irradiancia son muy bajos, la diferencia en la definición de la profundidad de la zona eufótica se traduce en una proporción grande de la luz disponible (PAR o  $E_{d490}$ ), con

considerables consecuencias para la interpretación de la respuesta biológica (por ejemplo tasas de crecimiento; Moore *et al.* 1995).

Los principales procesos dinámicos observados en el POTM son las surgencias costeras (García-Reyes 2005, Torres-Orozco *et al.* 2005, López-Sandoval *et al.* 2009), la Corriente Costera Mexicana con dirección hacia el polo (Kessler 2006, Lavín *et al.* 2006), y los remolinos de mesoescala que son abundantes en esta área (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007). Estos procesos son los que afectan la distribución del segundo FMax en esta área y que fueron observados en este trabajo. Los remolinos ciclónicos tuvieron diferentes efectos sobre FCl<sub>a</sub>, asociados a su posición en la zona eufótica. El efecto más común fue en áreas donde la picnoclina fue levantada y presentó un intenso primer FMax (fig. 29a y b). En el noroeste del área muestreada donde no se presentó el segundo FMax, se observó la presencia de agua de la Corriente de California (fig. 29a), con un intenso primer FMax (fig. 29b) similar al observado en T4. Este comportamiento ha sido explicado como una respuesta del fitoplancton a los nutrientes y a la irradiancia afectados por el desplazamiento vertical de las isopícnas (McGillicuddy *et al.* 1999, McGillicuddy *et al.* 2007).

Se encontró que la variabilidad del segundo FMax debida a remolinos ciclónicos fue diferente a la observada en el primer FMax. La circulación geostrofica evidenció la presencia de un remolino ciclónico centrado en T4 (fig. 29a) intensificando el primer FMax (fig. 29b). Sorprendentemente, en la base de la zona eufótica el remolino ciclónico contenía un mínimo en FCl<sub>a</sub> (figs. 29c y 29d); de hecho, el segundo FMax fue ausente en el centro del remolino. Por lo tanto, se propone que esta característica estuvo relacionada con la alta concentración relativa de oxígeno ( $> 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) en la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  dentro del remolino, lo que es evidente en la figura 29e; mientras que la baja salinidad (fig. 29f) sugiere que fue originada en el agua de la Corriente de California cuya señal ha sido medida en la región (Castro *et al.* 2004, Lavín *et al.* 2006). Esto fue observado con mayor claridad en la distribución en medio del transecto T2: el segundo FMax no estuvo presente (fig. 29d) debido al alto OD ( $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ , fig. 29e), el cual fue asociado a baja salinidad (34.3, fig. 29f). La variabilidad inversa de OD y salinidad sugiere que características de mesoescala como los remolinos y meandros transportaron agua de la Corriente de California, lo que profundizó el límite superior de la ZMO y motivó la variabilidad de

mesoescala del segundo FMax. Estos procesos advectivos pueden controlar la cantidad de oxígeno disuelto (Escribano *et al.* 2004, Monteiro *et al.* 2008), como lo ocurrido sobre la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  y por lo tanto la distribución del segundo FMax.

En la parte sur del POTM el cambio en OD justo por debajo de la oxiclina es muy evidente, disminuyendo de  $45$  a  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  en  $\sim 20$  m y siempre dentro de la zona eufótica. Una característica importante de las ZMO es la presencia de un máximo de nitritos en su límite superior (Codispoti *et al.* 2001). Esta característica podría tener una relación con la presencia del segundo FMax observado, debido a que *Prochlorococcus* el organismo que ha sido reportado como responsable del segundo FMax (Johnson *et al.* 1999, Goericke *et al.* 2000, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2008), en el fondo de la zona eufótica puede incorporar principalmente nitrito para su crecimiento (Moore *et al.* 2002, Casey *et al.* 2007). Por lo tanto, si cualquier cambio ocurre en la profundidad del límite superior de la ZMO, debería de esperarse una variación en la concentración de nitrito lo que afectaría las tasas de crecimiento de esta comunidad presente en el fondo de la zona eufótica y por lo tanto su contribución a la abundancia o biomasa del fitoplancton.

La distribución espacial del primer FMax presentó valores altos en las estaciones costeras de los transectos T2 a T5 (fig. 29b), asociado con la inclinación de la picnoclina hacia la superficie cerca de la costa (fig. 27). Esto podría ser debido a surgencia costeras, ya que Cabo Corrientes es un área con vientos del noroeste favorables a las surgencias casi todo el año, con el debilitamiento comenzando en junio y alcanzando el mínimo en agosto (García-Reyes 2005). Imágenes satelitales del sensor AQUA-MODIS de temperatura superficial del mar y color (no mostrado) indicaron que las surgencias moderadas tuvieron lugar al inicio del período de estudio, en relación al valor positivo aunque bajo del índice de surgencia CUI ( $21^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{W}$ , del acrónimo en inglés Coastal Upwelling Index), (<http://www.pfel.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling.html>) y con datos de viento del QuikScat antes y durante el crucero (datos no mostrados). Las imágenes de satélite indicaron que el área afectada por surgencias estuvo limitada a las inmediaciones de Cabo Corrientes (García-Reyes 2005, Torres-Orozco *et al.* 2005, López-Sandoval *et al.* 2009), lo cual podría explicar por qué en T6 no se presentaron evidencias de surgencias.

Mientras que en la parte oceánica de los transectos T3 a T6 el límite superior de la

ZMO se observó cercana a la isopicna de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$ , en los primeros 50-100 km este estuvo por encima de ella (fig. 27, T3 a T6, y fig. 30). Se propone que esta característica fue debida a la advección de Agua Subsuperficial Subtropical de bajo OD y alta salinidad por la CCM, mostradas en las figuras 4e y 4f. Este efecto fue favorecido por la presencia de una condición de surgencia local, la cual levantó hacia la superficie la isopicna  $\gamma_{\theta} = 24.0 \text{ kg m}^{-3}$  y causó un flujo superficial débil con dirección ecuatorial (fig. 30b) en los transectos T2 a T5 donde se formó un intenso segundo FMax. La isopicna de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  fue más somera en los primeros 50 km cercanos a la costa bajo condiciones de surgencia (fig. 30b). Lo anterior generó que el límite superior de la ZMO estuviera por arriba de esta isopicna, ambos dentro de la zona eufótica, formando un intenso segundo FMax.

#### IV. 4. Conclusiones

Con un detallado conjunto de datos obtenidos en junio del 2005 en la zona de transición norte del POTM, se encontró que la formación del segundo FMax (posiblemente debida a una proliferación de *Prochlorococcus*) fue debida a la posición somera del límite superior de la ZMO ( $9.0 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) a través de su sobreposición con la zona eufótica (1% de  $E_{d490}$ ).

La distribución espacial del segundo FMax fue debida a la variabilidad del límite superior de la ZMO, la cual a su vez fue generada por procesos físicos de mesoescala. En la mayor escala cubierta por estos datos, la presencia de agua de la Corriente de California rica en oxígeno disuelto profundizó (>180 m) el límite superior de la ZMO lo que evitó la formación del segundo FMax.

Cercano a la costa, la surgencia elevó (~50 m) el límite superior de la ZMO y por lo tanto intensificó el segundo FMax. La CCM fue responsable de llevar agua de alta salinidad y baja concentración de oxígeno (Agua Subtropical Subsuperficial; AStSs) hacia la región costera del POTM, lo que profundizó el límite superior de la ZMO y debilitó el segundo FMax. Sin embargo, cuando se presentaron condiciones de surgencias intensas, estas favorecieron el incremento del segundo FMax cercano a la costa, como resultado de la

advección vertical de la ZMO hacia la zona eufótica.

Uno de los mecanismos de la variabilidad de mesoescala del límite superior de la ZMO y de FMax fue la presencia de remolinos ciclónicos. Estos remolinos intensificaron el primer FMax en toda la región del POTM, tanto con agua de la Corriente de California, como con AStSs. Sin embargo, sólo cuando estos remolinos estuvieron en la zona de influencia del AStSs se intensificó el segundo FMax. Por lo tanto la variabilidad de mesoescala del límite superior de la ZMO y del segundo FMax fue influenciada por el carácter transicional del POTM.

---

## CAPITULO V. Variabilidad de la productividad primaria y clorofila *in situ* sobre la zona del mínimo de oxígeno

---

### V.1 Introducción

Las respuestas de las comunidades del fitoplancton en términos de su biomasa (estimada como *Cl-a*) y las tasas de fijación de carbono o productividad primaria (PP) a procesos dinámicos del océano de diferentes escalas han sido el centro de atención de numerosos estudios, debido a que los productores primarios sustentan los ecosistemas pelágicos de los océanos y a su elevada contribución a la producción primaria global (Field *et al.* 1998, Behrenfeld *et al.* 2002).

El Pacífico Oriental Tropical es una región que presenta una productividad por mayor que la de los giros oligotróficos subtropicales del Pacífico debido a diferentes procesos dinámicos que contribuyen al ingreso de macronutrientes hacia la superficie (Pennington *et al.* 2006, Willet *et al.* 2006). Los procesos dinámicos que erosionan o elevan la picnoclina y modifican la disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica afectan la respuesta de los productores primarios. Las principales escalas de variación de la picnoclina han sido asociadas con procesos interanuales (ENSO/La Niña), el ciclo estacional y remolinos de mesoescala (Thomas *et al.* 2001, McClain *et al.* 2004, Espinoza-Carreón *et al.* 2004, Kumar y Narvekar 2005, Pennington *et al.* 2006, Willet *et al.* 2006, McGillicuddy *et al.* 2007, Venegas *et al.* 2008). Por lo que los cambios en la concentración de *Cl-a* y PP deberían estar relacionados a los procesos que afectan la dinámica de la picnoclina.

El límite norte del POT frente a las costas de México (POTM) es una región muy dinámica debido entre otras razones a la ocurrencia de remolinos de mesoescala en la región (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007, Godínez *et al.* 2010). Los remolinos ciclónicos de mesoescala son un mecanismo importante en el suministro de nutrientes subsuperficiales hacia la zona eufótica lo que genera un aumento en la *Cl-a* y en la PP

nueva de diferentes regiones tropicales y subtropicales (Falkowski *et al.* 1991, Siegel *et al.* 1999, McGillicuddy *et al.* 2007, Siegel *et al.* 2008).

Mientras que las mediciones de *Cl-a* son las más utilizadas para describir la respuestas de los productores primarios, las mediciones de PP (basadas en la fijación de  $^{14}\text{C}$ ), aunque son fundamentales, siguen siendo aún escasas (Friedrichs *et al.* 2009) para realizar descripciones sinópticas. Por tanto la variabilidad espacio temporal de la PP se ha descrito mediante modelos que utilizan la *Cl-a*. Sin embargo, es reconocido que la PP depende del estado fisiológico del fitoplancton que no se logran capturar con las mediciones de *Cl-a* (Behrenfeld *et al.* 2005).

La *Cl-a* presenta en su distribución vertical en los océanos un máximo subsuperficial (MSC, Dandonneau 1979, Cullen y Eppley 1981, Millán-Núñez *et al.* 1996, Letelier *et al.* 2004, Pérez *et al.* 2006, Kumar *et al.* 2007), cuya formación depende del balance entre la tasa de crecimiento del fitoplancton y las pérdidas (pastoreo y hundimiento). También intervienen la disponibilidad de nutrientes que afecta las tasas de crecimiento y la disponibilidad de irradiancia que afecta grado de aclimatación y modifica el contenido celular de *Cl-a*.

El MSC se ubica por lo general en la termoclina-picnoclina donde el fitoplancton encuentra el balance óptimo entre irradiancia y nutrientes para su crecimiento. En regiones tropicales y subtropicales por encima de la picnoclina se presentan condiciones de bajas concentraciones de nutrientes, altas irradiancia y bajas concentraciones de *Cl-a*. Mientras que la distribución vertical de PP presenta en general un máximo cercano a la primera profundidad óptica (Behrenfeld y Falkowski 1997a), el cual se ubica por encima del MSC en condiciones de baja concentración de nutrientes y alta irradiancia (Pérez *et al.* 2006).

Debido a que la posición de la picnoclina dentro de la zona eufótica juega un rol fundamental en la definición de los ambientes de irradiancia y nutrientes donde el fitoplancton se desarrolla es muy relevante conocer como los productores primarios responden a las variaciones de la picnoclina. Para estudiar la distribución vertical de *Cl-a* y PP en el límite norte del POTM se desarrollaron cuatro campañas hidrográficas donde se colectaron muestras de *Cl-a* y se realizaron experimentos *in situ* de PP con el objetivo de estudiar su variabilidad y asociarla con la dinámica de la picnoclina en la región.

## V.2 Materiales y Métodos

### V.2.1 Región de estudio

Los datos de campo fueron recolectados en cuatro cruceros oceanográficos realizados entre 2005 y el 2007 (Tabla V) a bordo del B/O Francisco de Ulloa perteneciente al Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) en el marco del proyecto *Dinámica, Termodinámica y Producción Primaria de la Corriente Costera Mexicana* (CONACYT núm. SEP-2003-CO2-42941). En cada crucero se realizaron alrededor de 150 estaciones hidrográficas y en ~14 de estas estaciones se desarrollaron experimentos de productividad primaria *in situ* (PP) a medio día local. Las estaciones hidrográficas fueron organizadas en seis transectos perpendiculares a la costa (de norte a sur: T1, T3, T4, T5, T6 Y T8) con conexiones cortas entre sí (T2 y T7) y en cada línea hidrográfica se realizó entre 1 a 3 experimentos de PP (fig. 31).

### V.2.2 Datos hidrográficos

Se utilizó un arreglo de una roseta (General Oceanic) acoplada con botellas Niskin de 5 L equipada con un CTD modelo *SeaBird 911 plus*, calibrado acorde a las especificaciones del fabricante (Godínez *et al.* 2005a, Godínez *et al.* 2005b, Godínez *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2007). El CTD fue equipado con sensores de oxígeno disuelto (OD,  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) y de fluorescencia *in vivo* de clorofila total (en adelante FCl<sub>a</sub> en unidades relativas o ur). Esta última variable fue utilizada como un estimador de la distribución de clorofila total del fitoplancton. El arreglo fue bajado a una profundidad de 1000 m (o 5 menos del fondo en estaciones someras). Para cada estación hidrográfica se generaron los perfiles verticales de temperatura potencial ( $\theta$ , en °C), salinidad (S), FCl<sub>a</sub> y OD. La anomalía de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ ) fue obtenida acorde con UNESCO (1991). Con los datos de profundidad (z) y  $\gamma_\theta$  se calculó la frecuencia de Brunt-Väisälä ( $N^2$ ,  $\text{rad s}^{-1}$ ) con la ecuación 4.

$$N_{(z)}^2 = \frac{-g}{\gamma_\theta} \times \frac{\partial \gamma_\theta}{\partial z} \quad (4)$$

La  $N^2$  muestra que una vez que un fluido se desplaza de su posición de equilibrio, la gravedad y el gradiente de densidad proporcionan la fuerza restauradora para permitir oscilaciones. El máximo valor de  $N^2$  indica la profundidad de mayor estabilidad en los primeros 200 m de la columna de agua. Para determinar la profundidad de la capa de mezcla, se utilizó la ecuación propuesta por Kara *et al.* (2000) donde se utilizaron los valores de  $\theta$  y salinidad de 5 m de profundidad como valor de referencia.

### V.2.3 Datos de clorofila y productividad primaria

Para el análisis de clorofila-*a* (*Cl-a*) se colectaron muestras de agua a profundidades regulares de 0, 10, 20 50 100, 150 y 200 m, además se tomaron muestras en los máximos relativos del perfil de FCl*a* descendente. Se filtro 1.1 L de agua por vacío en filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F (25 mm de diámetro), procedimiento realizado a baja intensidad de luz para evitar la foto-oxidación de las muestras. Los filtros fueron almacenados en rejillas, etiquetados e inmediatamente congelados en nitrógeno líquido hasta su análisis en el laboratorio. La concentración de *Cl-a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) fue determinada por fluorimetría (Holm Hansen *et al.* 1965, Venrick y Hayward 1984) en un fluorímetro *Turner Desing* (10/005R).

Tabla V. Campañas hidrográficas realizadas en la región del POTM. En la columna del PRR-600/610 se indica en número de lances y entre paréntesis la longitud máxima del cable de la unidad sumergible PRR-600.

Crucero	Periodo crucero	Lances CTD	Lances PRR-600/610
PC-0506	3–19 junio de 2005	152	13 (80m)
PC-0511	5–21 noviembre de 2005	159	14 (80m)
PC-0608	7–22 agosto de 2006	141	12 (140m)
PC-0703	3–23 marzo de 2007	159	11 (140m)

En cada campaña oceanográfica en las estaciones cercanas al medio día local, entre las 11 a 13 hrs se realizaron experimentos de producción primaria (PP). Se tomaron muestras de agua a seis profundidades relativas al porcentaje de irradiancia superficial (100, 50, 30, 20, 10, y 1%). Se estimó el coeficiente de atenuación promedio ( $K_d$ ) a partir

de la lectura del disco de Secchi ( $Z_d$ ) (donde  $K_d = 1.7/Z_d$ ) y utilizando la ecuación de Lamber-Beer se calculó la profundidad física correspondiente a cada porcentaje de irradiancia (Kirk 1992).

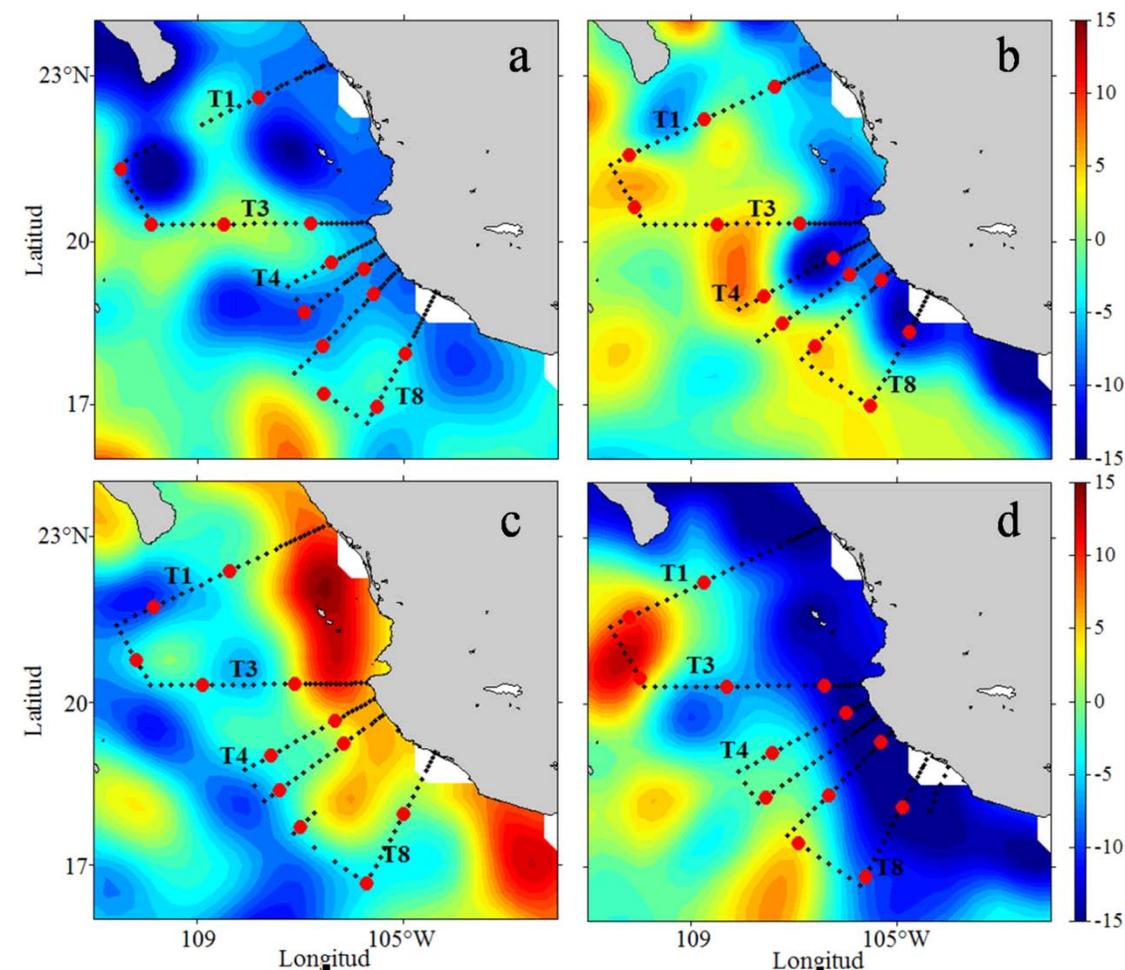


Figura 31. Área de estudio en el Pacífico Oriental Tropical frente a México. Las líneas hidrográficas se distribuyen desde T1 a T8 (puntos negros). Se indican las estaciones de medio día local donde se realizaron experimentos de productividad primaria *in situ* (círculos rojos). En color se muestra la anomalía del nivel del mar (cm): a) junio de 2005; b) noviembre de 2005; c) agosto de 2006; d) marzo de 2007. Las imágenes de ANM fueron tomadas de la página de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>).

Las muestras de agua fueron filtradas con una red 150  $\mu\text{m}$  de malla para remover el zooplancton mayor a esa talla, procedimiento realizado en condiciones de baja

luminosidad. En cada profundidad se estimó la tasa de fijación de carbono por triplicado adicionando 5  $\mu\text{Ci}$  del radio isotopo  $^{14}\text{C}$  (como  $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ ) en botellas de policarbonato de 250 ml de capacidad, una de ellas fue envuelta en papel de aluminio como control. Las botellas inoculadas fueron colocadas en tubos de acrílico transparente y se regresaron a la misma profundidad de origen para mantener las mismas condiciones de temperatura, cantidad y calidad de irradiancia. Las incubaciones *in situ* fueron de corta duración ( $\sim 2$  hrs), las botellas fueron devueltas a bordo y filtradas por vacío en filtros de membrana de 25 mm de diámetro y  $0.45\mu\text{m}$  de tamaño de poro en condiciones de baja intensidad de luz. Los filtros se pusieron en frascos de centelleo de 20 ml y se les adicionó 0.5 ml de HCl 10% para eliminar el exceso del radioisótopo como  $^{14}\text{CO}_2$ . Después de 3 hrs a los filtros se les adicionó 10 ml de solución de centelleo (Ecolite) y se almacenaron hasta su análisis en laboratorio. Los decaimientos por minuto (DPM) radioactivo del  $^{14}\text{C}$  se midieron en un contador de centelleo líquido (Beckman 6500). Con los DPM se calculó la PP ( $\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$ ) de las muestras con la ecuación propuesta por Parson *et al.* (1984) y modificada por Pennington y Chavez (2000). La PP integrada en la zona eufótica ( $\text{PP}_{\text{int}}$  en  $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ) se evaluó a partir de las mediciones discretas de PP desde la superficie hasta la base de la zona eufótica ( $Z_{\text{eu}}$ , definida por la profundidad del 1% de la irradiancia superficial).

Además, en las estaciones de PP se realizaron mediciones de la irradiancia espectral descendente ( $E_d(\lambda, z)$ , donde  $\lambda$  es la longitud de onda y  $z$  la profundidad) en la columna de agua utilizando un sensor de irradiancia PRR-600/610 (Biospherical Instruments Inc.). Tanto la unidad sumergible (PRR600) como la unidad de superficie (PRR610) miden las siguientes bandas: 412, 443, 490, 510, 555 y 565 nm, además de la Radiación Fotosintética Activa (en adelante PAR del inglés *Photosynthetically Active Radiation*). La unidad sumergible fue bajada manualmente a una tasa de  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  hasta donde la longitud del cable lo permitió (Tabla V). Al mismo tiempo la unidad superficial fue registrando mediciones fuera del agua ( $\sim 8$  m sobre la superficie). La variabilidad de alta frecuencia en las mediciones de  $E_d(\lambda, z)$  fue eliminada promediando cada metro y eliminado aquellos valores mayores a dos veces la desviación estándar respecto a la medición superficial. Para establecer la profundidad de la  $Z_{\text{eu}}$  se calculó el coeficiente de atenuación promedio ( $k_{\text{dPAR}}$ ) de la columna a partir de las mediciones de  $E_{\text{dPAR}}(z)$ .

## V.3 Resultados

### V.3.1 Clorofila y productividad primaria *in situ*

La concentración de clorofila-*a* (*Cl-a*) medida en las cuatro campañas oceanográficas fue separada en estaciones cercanas a la costa y estaciones oceánicas (fig. 32), definiendo la banda costera por los primeros 90 km, debido a que las más altas concentraciones se encontraron en esta zona con mayor frecuencia. La concentración de *Cl-a* en las estaciones oceánicas de junio (fig. 32a) en los primeros 50 m presentaron valores máximos (1.0 a 2.0 mg m<sup>-3</sup>), entre 50 a 100 m fue de 0.1 a 0.4 mg m<sup>-3</sup> mientras que por debajo de los 100 m la *Cl-a* fue menor a 0.1 mg m<sup>-3</sup>. En la zona costera (fig. 32b) las más altas concentraciones de *Cl-a* (3.0 a 6.0 mg m<sup>-3</sup>) se presentaron en los primeros 40 m de profundidad. Entre 70 a 100 m los valores de *Cl-a* se mantuvieron entre 0.2 y 0.5 mg m<sup>-3</sup> disminuyendo a <0.1 mg m<sup>-3</sup> por debajo de los 100 m.

En noviembre en la zona oceánica los máximos valores de *Cl-a* (0.5 a 1.7 mg m<sup>-3</sup>) se presentaron entre 20 a 60 m (fig. 32c), a profundidades < 20 m esta fue < 0.6 mg m<sup>-3</sup> y por debajo de 100 m < 0.2 mg m<sup>-3</sup>. En la zona costera los máximos valores de *Cl-a* (1.5 a 3.0 mg m<sup>-3</sup>) se presentaron entre 20 a 50 m (fig. 32d), por encima de 20 m la *Cl-a* < 1.5 mg m<sup>-3</sup> y por debajo de los 60 m la concentración de *Cl-a* fue < 0.3 mg m<sup>-3</sup>.

Para agosto la distribución vertical de *Cl-a* en la zona oceánica (fig. 32e) presentó máximos valores (~0.5 mg m<sup>-3</sup>) entre 30 a 60 m. A profundidades < 30 m la *Cl-a* fue < 0.4 mg m<sup>-3</sup> y por debajo de los ~80 m las mediciones se mantuvieron por debajo de 0.2 mg m<sup>-3</sup>. En la franja costera se presentaron altos valores de *Cl-a* (1.5 mg m<sup>-3</sup>) cercanos a 50 m. Por encima de 30 m la concentración de *Cl-a* fue < 0.5 mg m<sup>-3</sup> y por debajo de 60 m < 0.2 mg m<sup>-3</sup>.

En los primeros 60 m de la zona oceánica en marzo (fig. 32g) se presentó una amplia distribución en la concentración de *Cl-a* (0.1 a ~2.0 mg m<sup>-3</sup>). En la superficie (< 20 m) se observó un conjunto de datos de *Cl-a* < 0.3 mg m<sup>-3</sup> al igual que por debajo de los 100 m. La zona costera (fig. 32h) presentó los más altos valores de *Cl-a* (~9.0 mg m<sup>-3</sup>) de todos los cruceros por encima de los 30 m. Las mediciones a 50 m variaron de 0.2 a ~5.0 mg m<sup>-3</sup>, mientras que por debajo de los 100 m la concentración de *Cl-a* fue < 0.4 mg m<sup>-3</sup>.

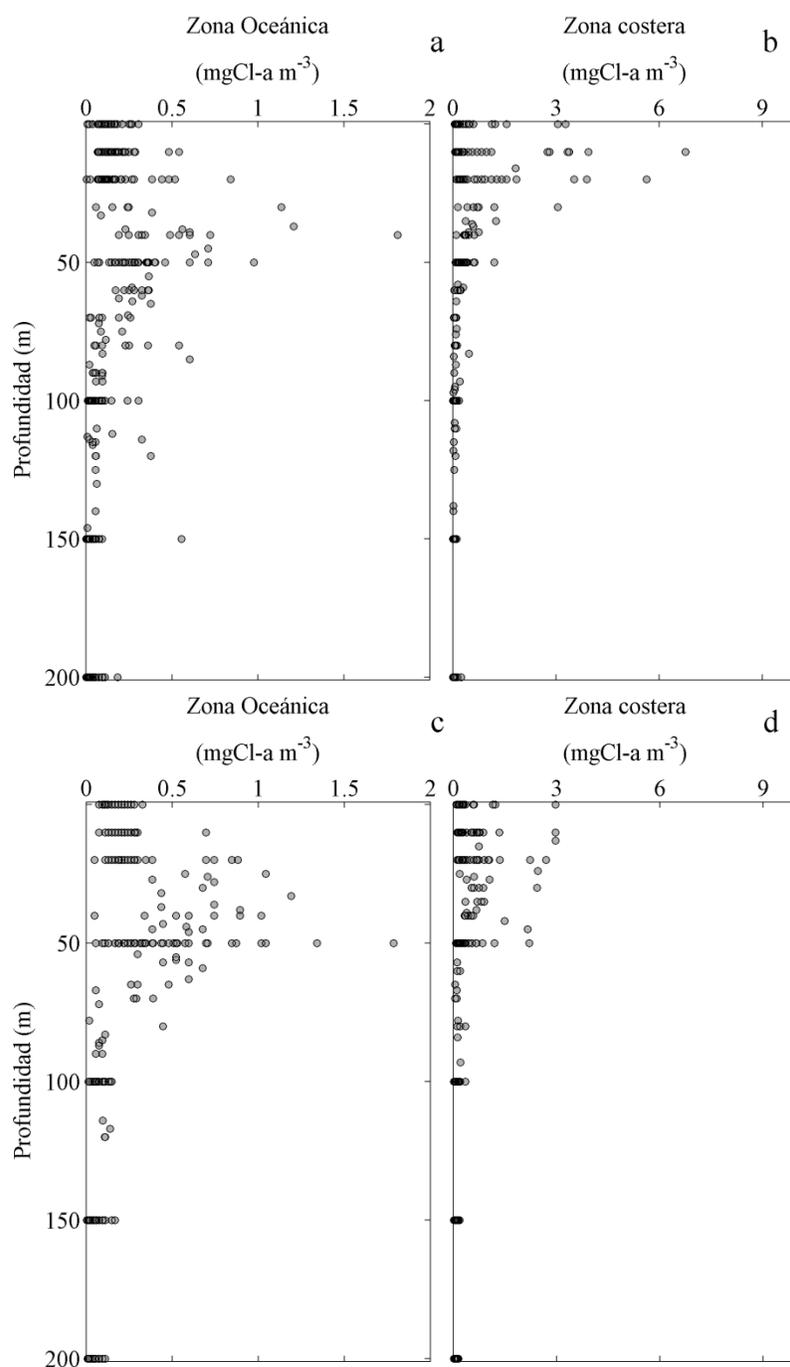


Figura 32. Perfiles verticales de  $Cl-a$  ( $mg\ m^{-3}$ ), separados en estaciones de la zona costeras ( $\geq 90km$ ) y zona oceánica ( $>90\ km$ ) para junio (a, b), noviembre (c, d); agosto (e, f) y marzo (g, h). Nótese el cambio de escalas entre los datos de la zona costera y oceánica.

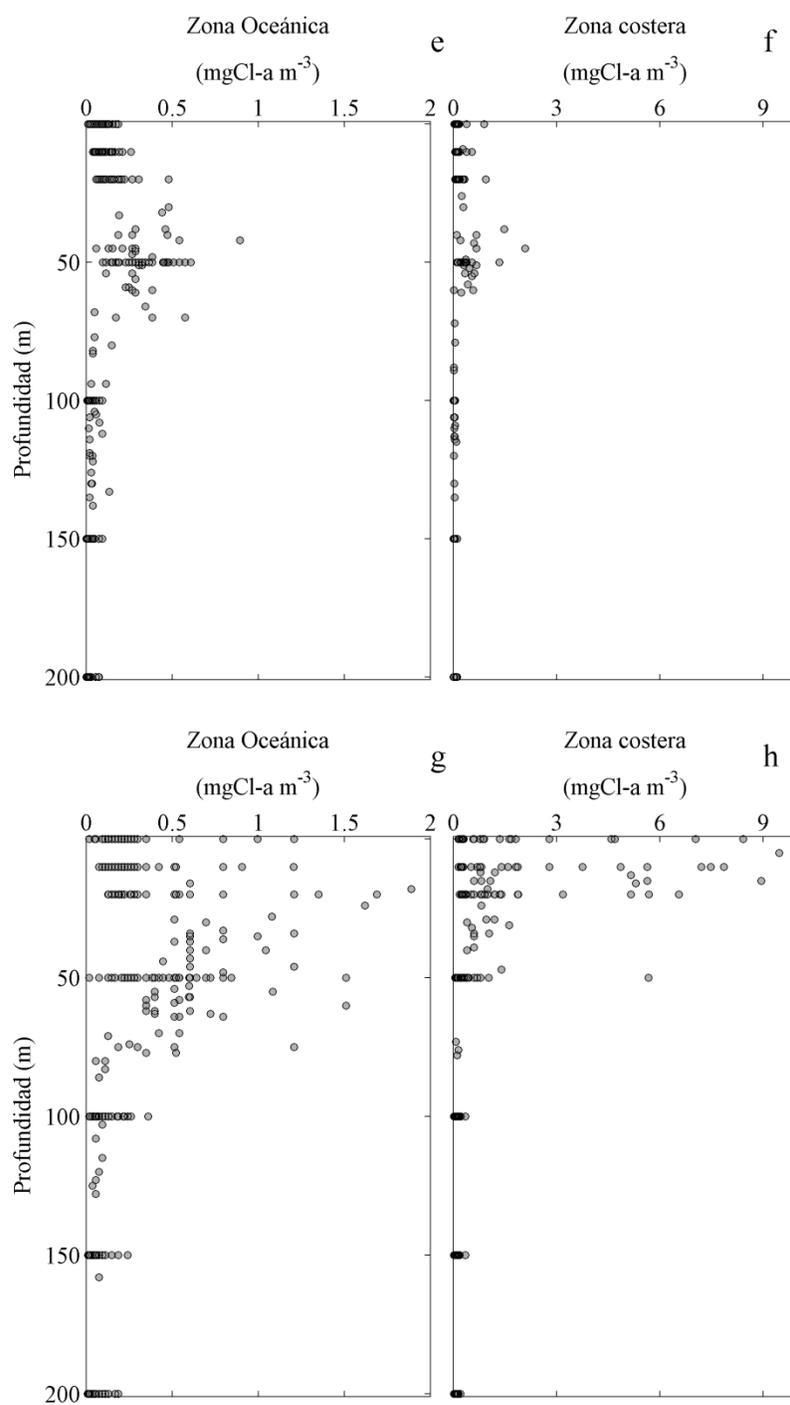


Figura 32 (continuación).

La distribución vertical de *Cl-a* presentó las más altas variaciones sobre los 100 m, donde se presentó un máximo de *Cl-a* dentro de los primeros 50 m. Se calculó la *Cl-a* integrada de 0-100 m ( $\sum Cl-a$ ) cuya variabilidad espacial presentó valores en el intervalo de 20 a 130  $\text{mg m}^{-2}$  (fig. 33). En junio y noviembre la  $\sum Cl-a$  (fig. 33a y b) presentaron alta variabilidad espacial (20 a 70  $\text{mg m}^{-2}$ ). En ambos meses en las estaciones oceánicas de T1 se presentó un núcleo de valores altos relativos de  $\sum Cl-a$  ( $\sim 40 \text{ mg m}^{-2}$ ). De modo similar en la parte más oceánica del transecto T6 (fig. 33a y b) se observaron valores altos de  $\sum Cl-a$  ( $\sim 40 \text{ mg m}^{-2}$ ), mientras que en las estaciones costeras de T3 a T5 en junio se presentaron valores entre 40 a 70  $\text{mg m}^{-2}$ .

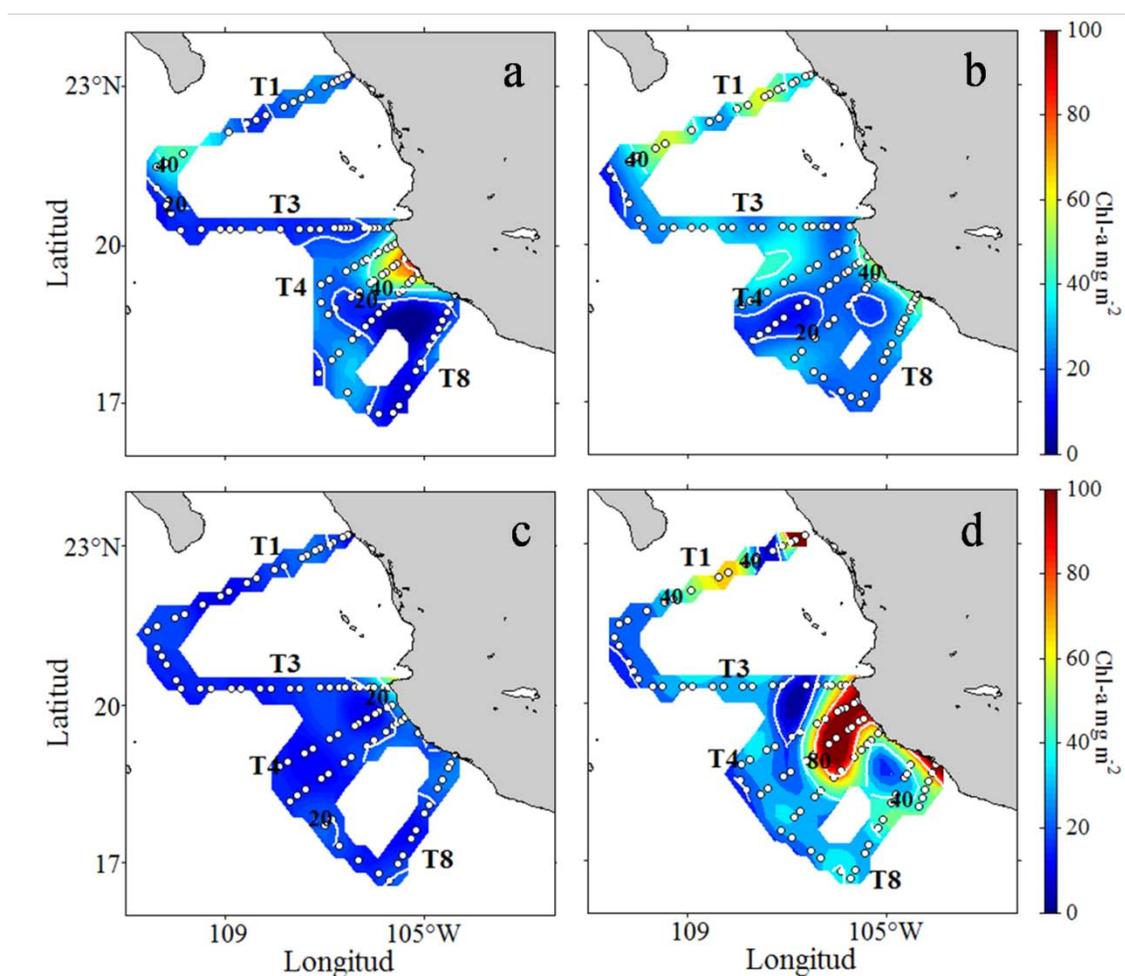


Figure 33 Clorofila integrada de 0 a 100 m ( $\sum Cl-a$ ,  $\text{mg m}^{-2}$ ) junto con algunas isolíneas seleccionadas. Se indican las estaciones donde se tomaron datos (círculos blancos). a) junio y b) noviembre del 2005; c) agosto del 2006; y d) marzo del 2007.

Durante agosto del 2006 se observaron las concentraciones más bajas de  $\Sigma Cl-a$  (20 a  $30 \text{ mg m}^{-2}$ ) con una distribución homogénea (fig. 33c). En este mes el máximo subsuperficial de  $Cl-a$  de cada perfil no sobrepasó  $0.5 \text{ mg m}^{-3}$ . Los valores de  $\Sigma Cl-a$  más altos ( $100$  a  $\sim 120 \text{ mg m}^{-2}$ ) se observaron en marzo (fig. 33d) donde se presentó una estructura costera con concentraciones de  $\Sigma Cl-a \sim 120 \text{ mg m}^{-2}$  que abarcó desde el transecto T4 a T6, mientras que en la parte oceánica en toda la región la concentración  $\Sigma Cl-a$  no bajó de  $\sim 40 \text{ mg m}^{-2}$ .

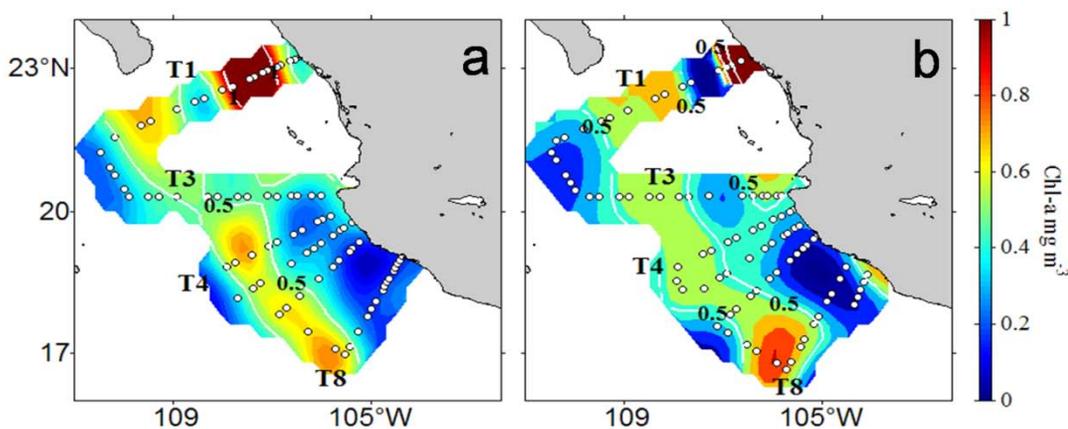


Figura 34. Concentración de clorofila-a ( $\text{mg m}^{-3}$ ) a 50 m de a) noviembre; y b) marzo.

Los perfiles de  $Cl-a$  de noviembre y marzo presentaron altos valores a 50 m ( $>0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) en la zona oceánica (fig. 33c y g), cuya distribución espacial mostró un patrón de distribución latitudinal formando una franja de alta concentración de  $Cl-a$  en las estaciones más oceánicas (fig. 34). Los valores de  $Cl-a$  de noviembre a 50 m fueron de  $0.5$  a  $0.7$  desde T1 a T8 (fig. 34a) con un núcleo de valores más altos ( $1.0$  a  $2.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) registrado en el transecto T1 entre 50 y 150 km de la costa. En marzo, la distribución espacial de  $Cl-a$  evidenció alta concentración ( $0.5$  a  $0.8 \text{ mg m}^{-3}$ ) en una franja similar a la observada en noviembre (fig. 34b). Resalta que en ambos meses las estaciones más oceánicas correspondientes al transecto T2 presentaron bajas concentraciones de  $Cl-a$  ( $<0.2 \text{ mg m}^{-3}$ ).

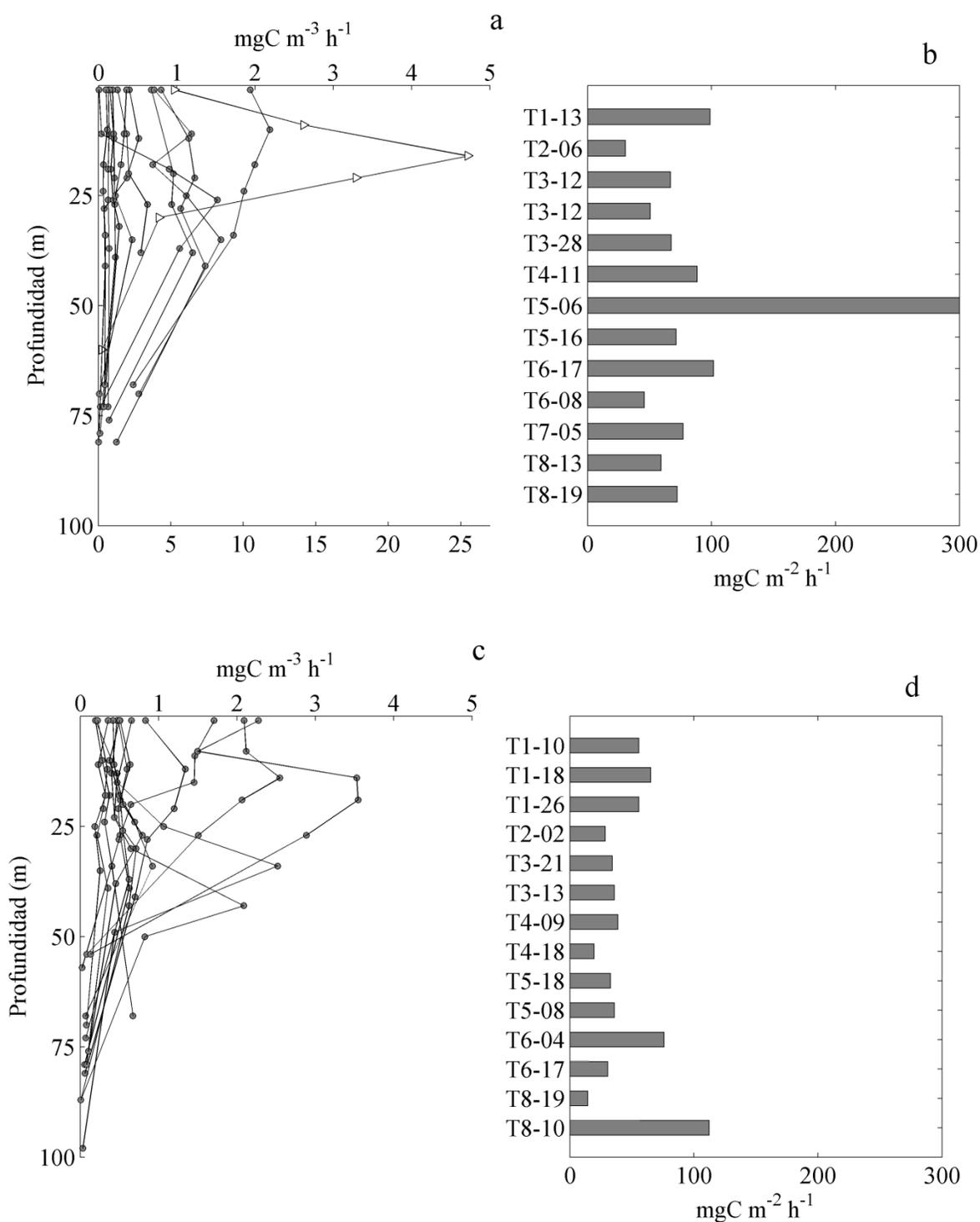


Figura 35. Perfiles de Productividad Primaria (PP) *in situ* ( $\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$ , izquierda) y PP integrada ( $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$ , derecha); a y b) junio 2005; c y d) noviembre 2005; e y f) agosto 2006; g y h) marzo 2007. La PP integrada de T5-06 en junio fue de  $490 \text{ mgC m}^{-2}$ . Los perfiles de PP de junio y marzo con valores altos (triángulos blancos,  $>5 \text{ mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$ ) usan la escala del eje-x inferior.

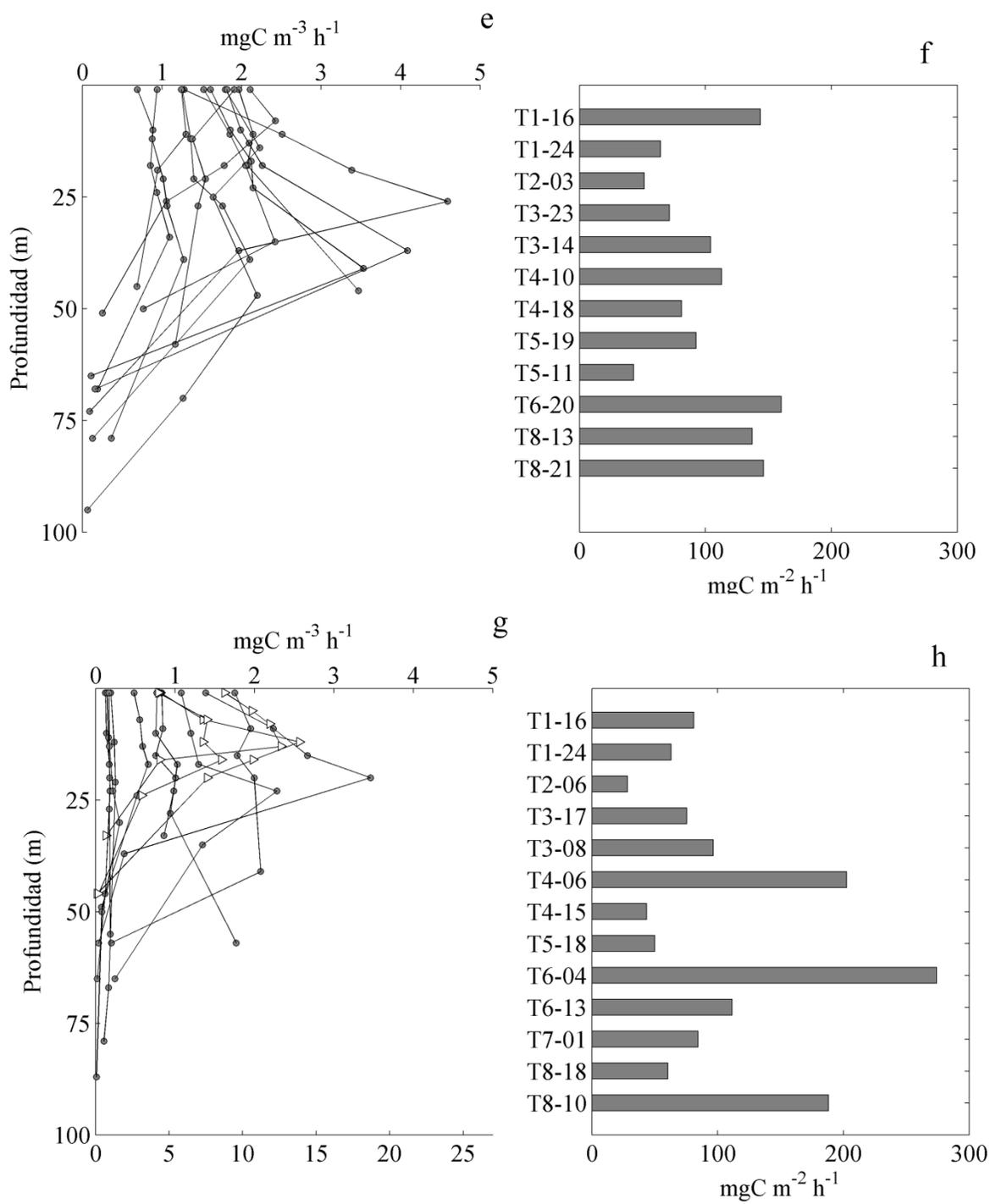


Figura 35. (continuación).

Las mediciones de PP *in situ* calculadas para junio presentaron tasas en general menores a  $2.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  excepto en la estación T5-06 que alcanzó un máximo subsuperficial de  $25.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  (fig. 35a). La PP integrada ( $PP_{\text{int}}$ ) fue calculada desde la superficie hasta la profundidad de la zona eufótica ( $Z_{\text{eu}}$ ) que para junio tuvo un promedio de 70 m ( $\pm 11$  m). La  $PP_{\text{int}}$  varió entre  $30 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  hasta un máximo de  $490 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  medido en la estación T5-06 la cual se ubicó  $\sim 60$  km de la costa (fig. 35b). El promedio general excluyendo el valor de T5-06 fue de  $69 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  ( $\pm 21 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ,  $n=12$ ). La estación T4-11 sólo se integró hasta la profundidad del 10% de irradiancia (40 m).

Los perfiles de PP de noviembre (fig. 35c) presentaron valores en general  $< 4.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ . La  $PP_{\text{int}}$  hasta la  $Z_{\text{eu}}$  cuyo valor promedio fue de 74 m ( $\pm 13$  m,  $n=14$ ) varió entre 15 a  $112 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (fig. 35d) con un promedio general de  $45 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  ( $\pm 26 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). Los perfiles de PP de agosto (fig. 35e) presentaron valores  $< 4.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  en los primeros 50 m de la columna de agua, mientras que a profundidades mayores la PP se mantuvo con valores  $< 1.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ . Los valores de  $PP_{\text{int}}$  (fig. 35e) hasta la  $Z_{\text{eu}}$ , que tuvo un valor promedio de 65 m ( $\pm 15$  m,  $n=12$ ), variaron entre 43 a  $160 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (fig. 35d) con un promedio de  $101 \text{ mgC m}^{-2}$  ( $\pm 40 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). El menor valor de  $PP_{\text{int}}$  fue de la estación T5-11 la cual fue integrada hasta la profundidad del 5% de irradiancia (49 m).

Las mediciones de PP de marzo (fig. 35g) presentaron dos conjuntos de perfiles, unos cuyos valores máximos fueron  $< 3.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  (círculos grises) ubicados a profundidades  $< 30$  m. El segundo grupo (estaciones T4-06, T6-04 y T8-10, triángulos blancos) alcanzaron máximos subsuperficiales entre 10 a  $15 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  en los primeros 20 m de profundidad. La estación T2-06 sólo tuvo datos hasta la profundidad del 10% de irradiancia (33 m). Los valores de  $PP_{\text{int}}$  fueron integrados hasta la  $Z_{\text{eu}}$  cuyo valor promedio fue de 58 m ( $\pm 15$  m,  $n=12$ ). La  $PP_{\text{int}}$  varió entre 28 y  $274 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (fig. 35h) con un valor promedio de  $104 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  ( $\pm 72 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ).

### V.3.2 Influencia del campo de densidad sobre la productividad primaria

La distribución vertical de *Cl-a* fue descrita utilizando la señal de fluorescencia (FCl<sub>a</sub> en unidades relativas), la cual mostró la presencia permanente en la región de un máximo subsuperficial de *Cl-a* (MSC) cuya distribución en la columna de agua se observó asociado

con la distribución del campo de densidad. Como ejemplo representativo de todos los cruceros se utilizan la distribución general de los datos de FCl<sub>a</sub> y densidad potencial de junio del 2005, donde se removieron las estaciones cercanas a la costa (<90 km) debido a la alta variabilidad de esa zona. La distribución de los valores altos de FCl<sub>a</sub> (>0.2), representan la posición del MSC y se asocian con las isopicnas de 24.0 a 25.0 kg m<sup>-3</sup> (fig. 36).

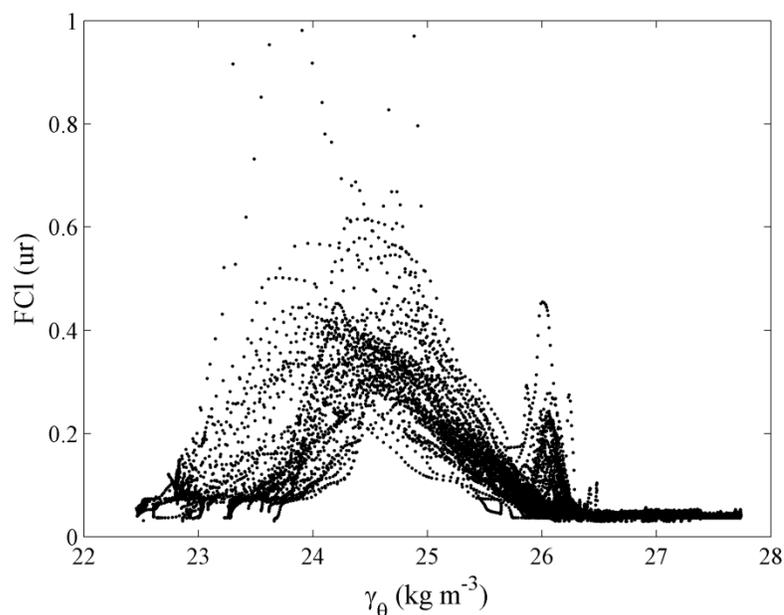


Figura 36. Datos de junio del 2005 de la anomalía de densidad potencial (kg m<sup>-3</sup>) y fluorescencia de la Clorofila (FCl<sub>a</sub> ur). Nótese la posición de un segundo máximo de FCl<sub>a</sub> cercano a 26 kg m<sup>-3</sup>.

Las imágenes de anomalía del nivel del mar (fig. 31) presentan una descripción sinóptica de la posición del campo de densidad de la columna de agua. Basados en esta información se seleccionaron algunas estructuras observadas en las imágenes de ANM para estudiar su efecto de los primeros 150 m de a columna de agua y su influencia en la PP en la región del POTM.

A lo largo del transecto T5 junio, la ANM presentó valores negativos cercanos a la costa y en las estaciones más oceánicas. La distribución de FCl<sub>a</sub> y campo de densidad observada en el transecto T5 (fig. 37a) mostraron que la distribución del MSC fue entre la isopicna de 23.0 a 25.0 kg m<sup>-3</sup> en las estaciones oceánicas (>100 km) y entre 23.0 a 24.0 kg

$\text{m}^{-3}$  es estaciones costeras ( $<100$  km). La intensidad del MSC estuvo estrechamente asociada con las fluctuaciones en la profundidad de esas isopícnas. La elevación de la isopícnica de  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$  en la zona más costera ( $< 50$  km) llevó consigo al MSC cercano a la superficie ( $\sim 10$  m) y a su vez generó alta concentración de *Cl-a* ( $\sim 5.0 \text{ mg m}^{-3}$ , datos no mostrados). En la zona oceánica (150 a 200 km) se observó que la isopícnica de  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$  se acercó a la superficie ( $\sim 25$  m) lo que fue también acompañado de un aumento relativo en la *Cl-a* en el MSC ( $\sim 0.7 \text{ mg m}^{-3}$ , datos no mostrados).

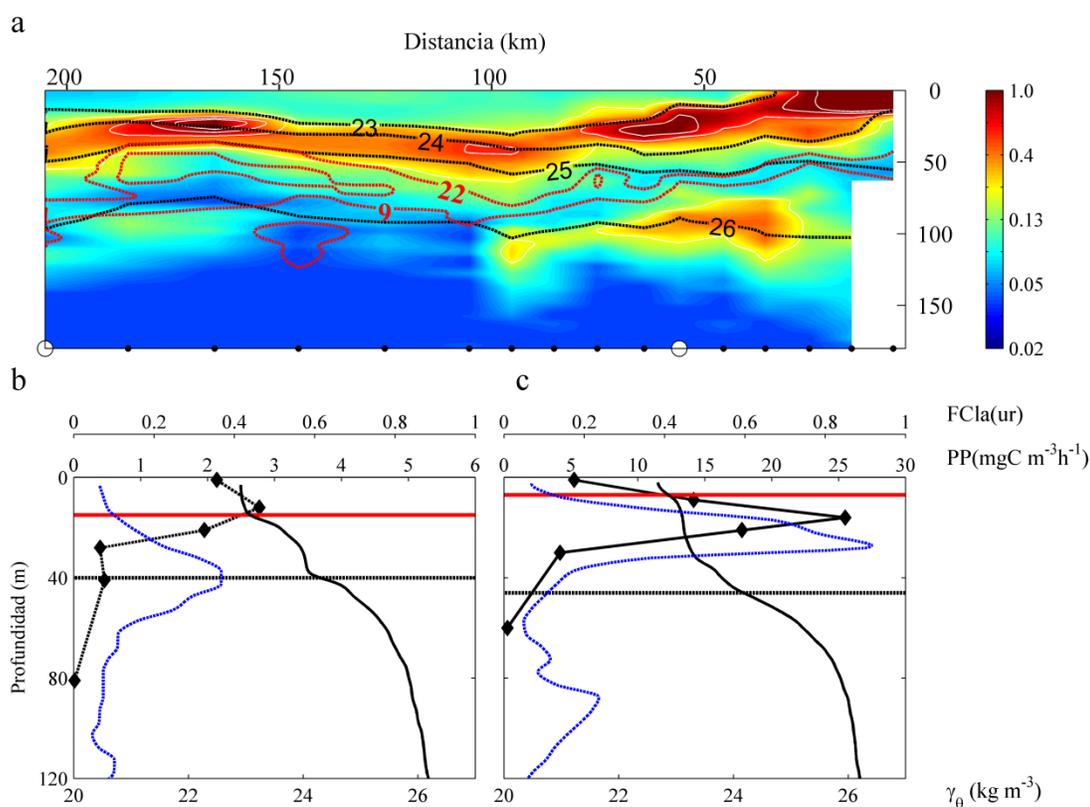


Figura 37. Transecto T5 de junio del 2005: a) distribución del MSC (en color) estimada a través de FCla (ur), se superponen las isopícnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra), FCla (línea azul discontinua) y  $\gamma_\theta$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T5-16,  $\text{PP}_{\text{int}} 72 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T5-16,  $\text{PP}_{\text{int}} 491 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ .

Operacionalmente se definió la picnoclina como la banda subsuperficial ubicada entre las isopícnas de  $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$ . Esto es debido a que la distancia entre las

isopícnas de  $23.0$  y  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$  en la gran mayoría de los lances es muy cercana y de igual distribución (p.e. fig. 37a), lo cual produce el mayor cambio de  $\theta$  en la columna de agua. Siguiendo a Kessler (2006) que definió que la variabilidad de la pínoclina en el POT se puede representar por la distribución espacial de la isopícnas de  $24.5 \text{ kg m}^{-3}$ . Además, los máximos valores de la frecuencia de Brunt-Väisälä (FBV) se ubicaron principalmente entre estas isopícnas y coincidieron con la posición del MSC en la mayoría de los perfiles (p.e. fig. 37b).

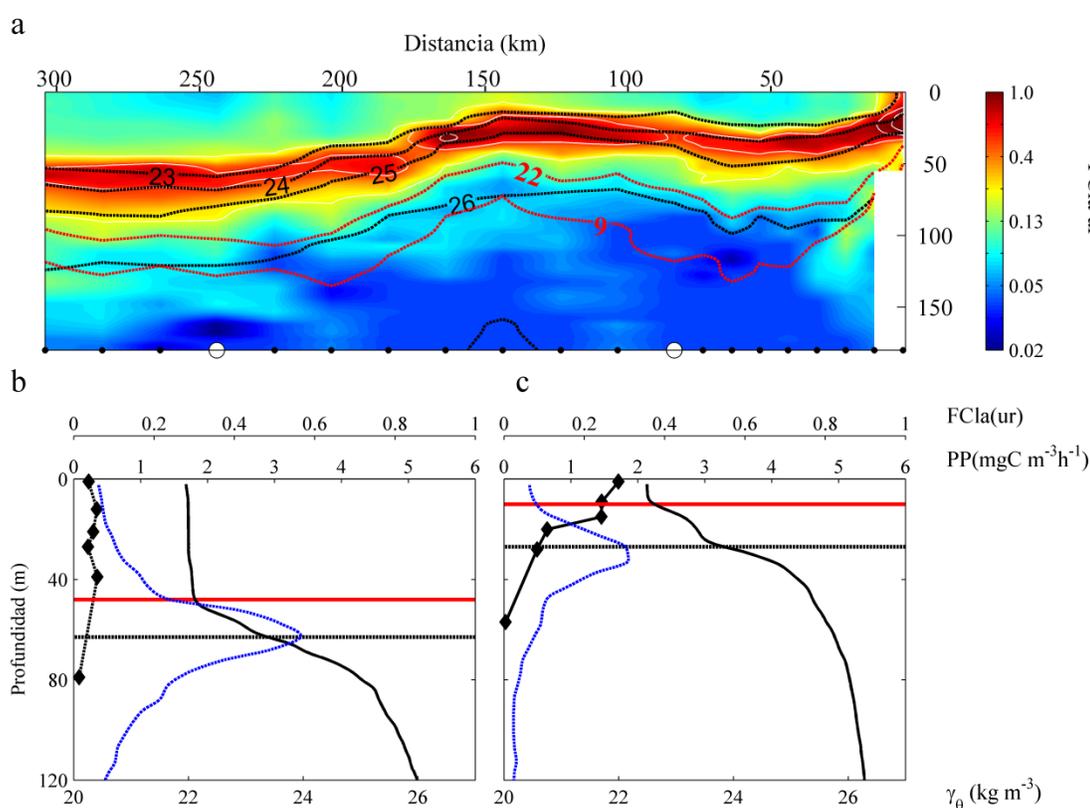


Figura 38. Transecto T4 de noviembre. a) distribución del MSC (en color) estimada a través de  $FCl_a$  (ur), se superponen las isopícnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra),  $FCl_a$  (línea azul discontinua) y  $\gamma_\theta$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T4-18,  $PP_{\text{int}} 20 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T4-09,  $PP_{\text{int}} 39 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ .

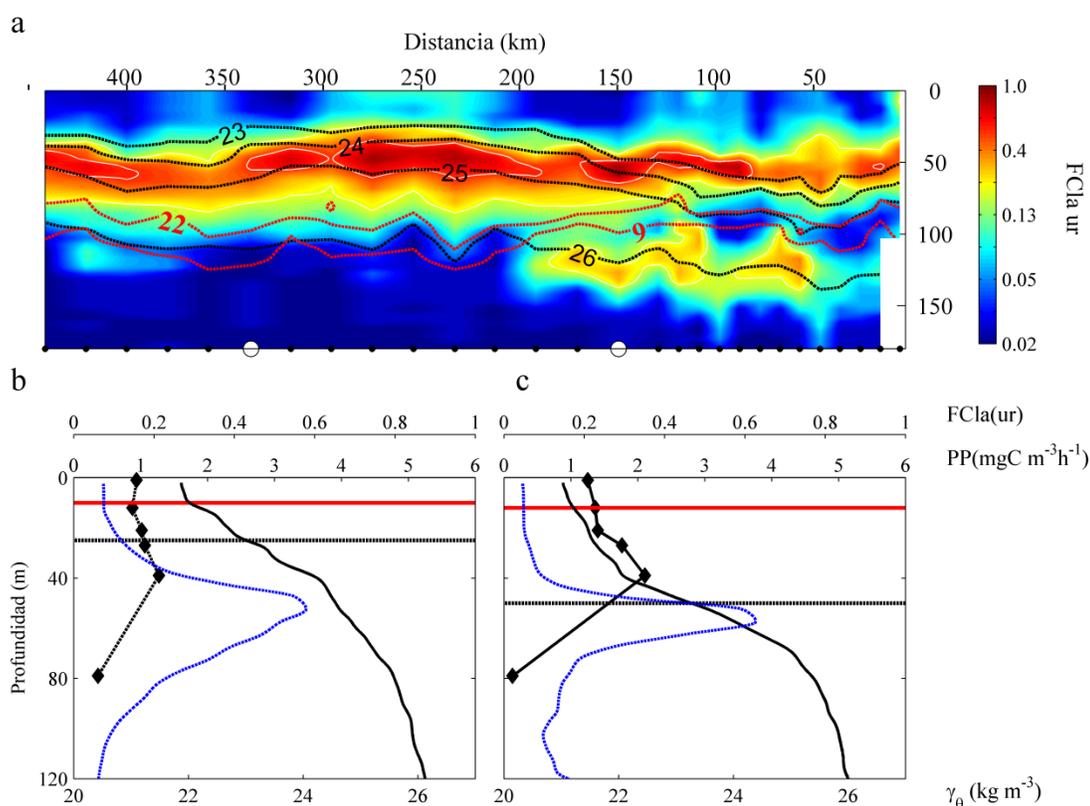


Figura 39. Transecto T3 de agosto. a) distribución del MSC (en color) estimada a través de  $FCla$  (ur), se superponen las isopícnas de 23.0 a 26.0  $\text{kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de 22 y 9  $\mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra),  $FCla$  (línea azul discontinua) y  $\gamma_\theta$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T3-23,  $PP_{\text{int}}$  72  $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ; c) estación T3-14,  $PP_{\text{int}}$  105  $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$ .

Las mediciones discretas de PP junto con los perfiles verticales de  $FCla$  y  $\gamma_\theta$  se acompañan con la estimación de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) y la profundidad del máximo valor de la frecuencia de FBV de las estaciones T5-16 y T5-06 (fig. 37b y 37c respectivamente). En la zona oceánica T5-16 (fig. 37b) se presentó un máximo subsuperficial de PP ( $3.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ ) a 15 m justo por encima de la PCM (línea roja), mientras que el MSC se ubicó a 40 m el cual coincidió con la isopícnas de  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$  y con el máximo de la FBV y presentó una PP de  $0.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ . La estimación de la  $PP_{\text{int}}$  para esta estación fue de  $72 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . La estación costera T5-06 (fig. 37c) presentó un muy alto máximo subsuperficial de PP ( $26.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ ) a 17 m por debajo de la PCM (10

m) y presentó el valor más alto de  $PP_{int}$  para este mes ( $491 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). El MSC se ubicó a 20 m por encima de la profundidad del máximo en la FBV (45 m).

La imagen de ANM de noviembre (fig. 31b) presentó valores negativos en la costa y positivos en la parte más oceánica de los transectos, donde el transecto T4 cruzó por su centro un remolino ciclónico. La distribución del MSC estimada a través de FCl<sub>a</sub> del transecto T4 de noviembre (fig. 38a) estuvo a lo largo de la piconclina siguiendo su distribución. Se observó la elevación de la piconclina entre 100 a 150 km de la costa lo que elevó la posición del MSC (~25 m) y aumentó la intensidad de la señal de FCl<sub>a</sub>. Se observó el hundimiento de la piconclina desde 150 km hacia la zona oceánica, lo que ubicó al MSC a ~60 m de profundidad acompañado de una disminución en la señal de FCl<sub>a</sub>.

Las mediciones de PP de la estación T4-18 (fig. 38b) presentaron en general valores bajos con una distribución casi constante ( $\sim 0.3 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ ) hasta la base de la zona eufótica (~80 m). El perfil de  $\gamma_{\theta}$  se mantuvo constante ( $\sim 22.0 \text{ kg m}^{-3}$ ) hasta ~45 m, donde se ubicó la PCM. Bajo estas condiciones el valor de  $PP_{int}$  fue de  $20.0 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . El máximo valor de la FBV se presentó a 60 m, profundidad a la cual se ubicó el MSC. En la estación T4-09 ubicada a ~80 km de la costa (fig. 38c), el perfil de PP presentó un máximo superficial de  $1.8 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  ubicado por encima de la PCM (~10 m). La  $PP_{int}$  fue hasta la base de la zona eufótica (~60 m) fue de  $39 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . La profundidad del máximo en la FBV se observó a 30 m lugar donde se posicionó el MSC.

La imagen de ANM para agosto (fig. 31c) presentó valores positivos (10 cm) a lo largo de toda la costa lo que representa la elevación de la superficie promedio del mar acompañado de la profundización de la piconclina. Se utilizó el transecto T3 para describir la distribución del MSC y del campo de densidad bajo estas condiciones (fig. 39). Las distribuciones de FCl<sub>a</sub>,  $\gamma_{\theta}$  y de OD (fig. 39a) muestran que en las estaciones más oceánicas el MSC siguieron la distribución de las isopícnas de  $24.0\text{-}25.0 \text{ kg m}^{-3}$  entre 50 a 70 m de profundidad. Mientras que en los primeros 150 km de la costa el MSC mantuvo la misma profundidad que en la zona oceánica, las isopícnas de  $24.0$  y  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$  se profundizaron.

Las mediciones de PP realizadas en el transecto T3 se graficaron junto con los perfiles de FCl<sub>a</sub> y  $\gamma_{\theta}$  (fig. 39 b y c). En la estación T3-23 la PP presentó valores cercanos a  $1.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  con un máximo subsuperficial a ~40 m de  $1.2 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  (fig. 39b). La

$PP_{int}$  calculada hasta  $Z_{eu}$  ( $\sim 80$  m) fue de  $72.0 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . En el perfil de  $FCl_a$  se ubicó el MSC  $\sim 55$  m, mientras que el gradiente de cambio en el perfil de  $\gamma_\theta$  ( $22.0$  a  $23.0 \text{ kg m}^{-3}$ ) se presentó entre la PCM ( $\sim 10$  m) y el máximo valor de la FBV ( $\sim 28$  m). En la estación T3-14 el perfil de PP presentó valores de  $1.2$  a  $2.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  con un máximo a  $\sim 40$  m. La  $PP_{int}$  calculada hasta  $Z_{eu}$  ( $\sim 80$  m) fue de  $105 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (fig. 39c). El perfil de  $FCl_a$  presentó un MSC a  $\sim 55$  m, mientras que los cálculos de la PCM ( $\sim 12$  m) y el máximo en la FBV ( $45$  m) muestran las profundidades donde ocurrió el cambio en la  $\gamma_\theta$  de  $21.5$  a  $23.5 \text{ kg m}^{-3}$ .

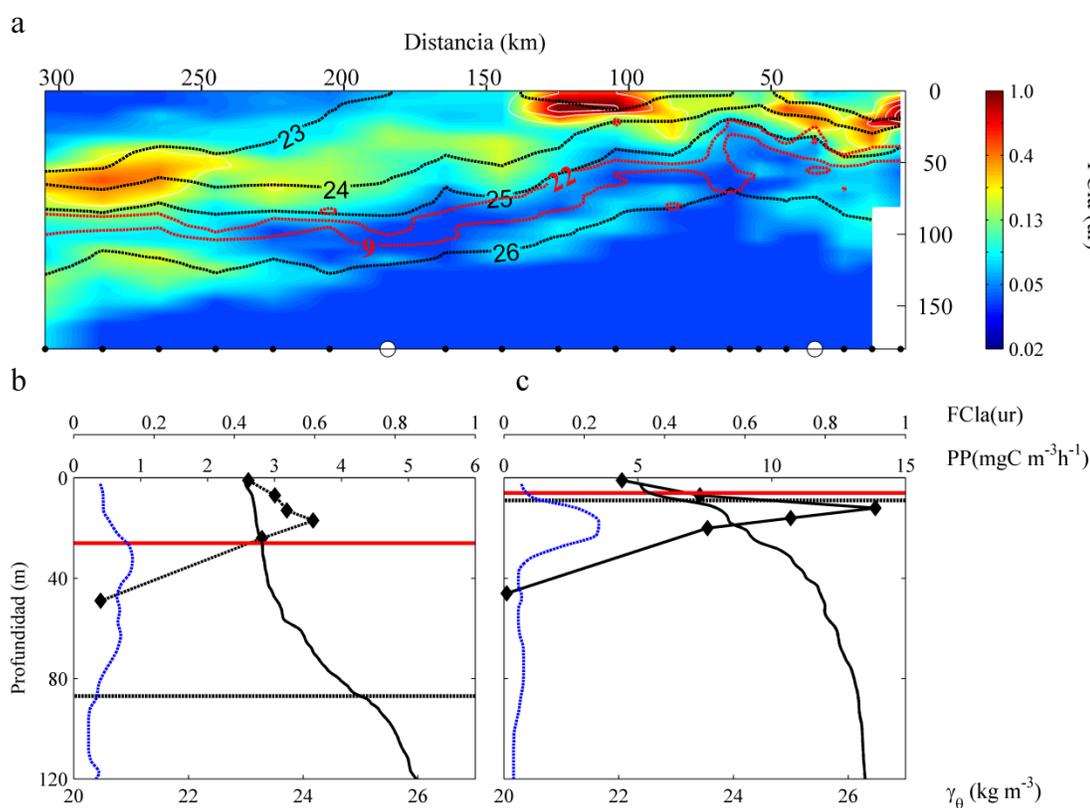


Figura 40. Transecto T6 de marzo. a) distribución del MSC (en color) estimada a través de  $FCl_a$  (ur), se superponen las isopicnas de  $23.0$  a  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  (líneas negras discontinuas) y OD de  $22$  y  $9 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$  (líneas rojas). En los perfiles verticales se presenta PP (rombos negros y línea negra),  $FCl_a$  (línea azul discontinua) y  $\gamma_\theta$  (línea negra), se acompañan con la profundidad de la capa de mezcla (línea horizontal roja) y el máximo de la Frecuencia de Brunt Väisälä (línea punteada horizontal negra); b) estación T6-13,  $PP_{int}$   $112 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ; c) estación T6-04,  $PP_{int}$   $275 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ .

En marzo la imagen de ANM presentó valores negativos (-15 cm) en toda la costa extendiéndose hacia el interior del océano entre 150 a 300 km, lo que indicó una profundización general de la superficie del mar respecto a su nivel medio, lo cual es acompañado con la elevación de la picnoclina. El transecto T6 presentó un marcado cambio costa-océano en profundidad de la picnoclina (fig. 31d). La distribución vertical de la FCl<sub>a</sub> (fig. 40a) mostró que la posición del MSC fue somera (~10 m) en los primeros 150 km de la costa y más profunda (~60 m) en las estaciones oceánicas (>200 km) y que siguió el cambio de profundidad de la picnoclina aunque no coincidió con esta. En la zona intermedia del transecto no se observó un MSC bien definido.

En el perfil de PP de la estación T6-13 (fig. 40b) se observó un máximo subsuperficial de  $3.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$  ubicado ~20 m, además la  $PP_{\text{int}}$  calculada hasta la  $Z_{\text{eu}}$  (50 m) fue de  $112 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . Por otro lado, el perfil de FCl<sub>a</sub> presentó valores bajos sin un MSC definido. El perfil de  $\gamma_{\theta}$  presentó un cambio de  $23.0$  a  $23.5 \text{ kg m}^{-3}$  desde la superficie hasta la PCM (26 m). Desde la PCM presentó una pendiente de cambio de  $23.5$  a  $25.0 \text{ kg m}^{-3}$  hasta la profundidad del máximo de la FBV (87 m). En la estación costera T6-04 (fig. 40c) las mediciones de PP fueron un orden de magnitud mayor que en T6-13, alcanzando un máximo subsuperficial (~12 m) de  $\sim 14.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ . Mientras que la  $PP_{\text{int}}$  calculada hasta la  $Z_{\text{eu}}$  (~45 m) fue de  $275 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . Se observó un cambio abrupto en el perfil de  $\gamma_{\theta}$  ( $22.5$  a  $24.0 \text{ kg m}^{-3}$ ) en los primeros 20 m, donde la PCM fue somera (5 m) y seguido de el máximo de la FBV también somero (9 m) coincidiendo con la isopicna de  $23.5 \text{ kg m}^{-3}$ . El perfil de FCl<sub>a</sub> presentó un MSC bien definido pero bajo (0.2 ur), mientras que las concentraciones de Cl-a a 10 m ( $7$  a  $9 \text{ mg m}^{-3}$ ) fueron de las más altas registradas.

#### V.4 Discusión

El límite norte del POTM corresponde a una región altamente dinámica debido entre otras razones a su carácter transicional donde convergen corrientes de origen remoto (Kessler 2006, Lavín *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010) y a la presencia de remolinos de mesoescala recurrentes en la región (Zamudio *et al.* 2007, Lavín *et al.* 2006, Godínez *et al.* 2010).

En la zona eufótica del POTM tanto la clorofila-*a* (*Cl-a*) como la productividad primaria (PP) presentaron marcada variabilidad espacial y temporal la cual fue asociada con la dinámica de la picnoclina que modifican la disponibilidad de luz y nutrientes. Los mecanismos capaces de erosionar la picnoclina o elevar agua rica en nutrientes hacia donde hay mayor intensidad de luz generan una respuesta en el fitoplancton que se traduce en un aumento en biomasa (estimada como *Cl-a*) y PP (Falkowski *et al.* 1991, McGillicuddy *et al.* 1998, Letelier *et al.* 2004, Pennington *et al.* 2006). La posición de la picnoclina dentro de la zona eufótica generó un límite vertical para condiciones diferentes en el campo de luz y nutrientes (Pérez *et al.* 2006) y a su vez permitió asociar parte de la variabilidad de la *Cl-a* y PP a procesos dinámicos de diferentes escalas.

La picnoclina, definida como la banda entre las isopícnas de 24.0 a 25.0 kg m<sup>-3</sup>, se ubicó entre el 1 y el 30 % de la irradiancia relativa a la superficie por lo que recibió valores máximos entre 10 a 200 μmol -cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> de la banda entre 400 a 700 nm (E<sub>PAR</sub>). Por encima de la picnoclina se presentó una capa superficial con bajas concentraciones de *Cl-a* (≤0.2 mg m<sup>-3</sup>), con baja concentración de nutrientes ≤1.0 μM nitrato+nitrito, en adelante NND) y alta E<sub>PAR</sub> (>300 μmol-cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>). En la picnoclina se ubicó el máximo subsuperficial de *Cl-a* (MSC), estimado a través de la señal de fluorescencia (FCl<sub>a</sub>), al cual le correspondieron los máximos valores de *Cl-a* tanto para las zona oceánica (0.5 a 2.0 mg m<sup>-3</sup>) como costera (1.0 a 9.0 mg m<sup>-3</sup>) y con concentraciones de NND entre 5.0 a 15.0 μM y E<sub>PAR</sub> máximos entre ~25 a 200 μmol -cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (fig. 41). Por debajo de la picnoclina cercano a la base de la zona eufótica, la concentración de *Cl-a* fue baja (≤0.2 mg m<sup>-3</sup>) acompañada con alta concentración de NND (>15.0 μM) y bajas E<sub>PAR</sub> (<25 μmol-cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

En relación a la distribución espacial de *Cl-a* la distancia con la costa presentó una importante influencia en los primeros 50 m de profundidad, donde se observaron los valores más altos (fig. 32). En la zona oceánica (>90 km) la concentración de *Cl-a* varió entre 0.4 a 2.0 mg m<sup>-3</sup>, mientras que en la zona costera (<90 km) se registraron los máximos valores (1.0 a 9.0 mg m<sup>-3</sup>). Los cambios en la concentración de *Cl-a* en la costa han sido asociados con la influencia de eventos de surgencias (Cepeda-Morales *et al.* 2009, López-Sandoval *et al.* 2009) y la presencia de la Corriente Costera Mexicana (Cepeda-

Morales *et al.* 2009).

El MSC corresponde a una banda de alta concentración de *Cl-a* la cual presentó una estrecha asociación con la piconclina (fig. 36) lo cual permitió atribuir parte de la variabilidad del MSC con procesos dinámicos (p.e. remolinos de mesoescala). El MSC es una estructura característica de la distribución vertical de *Cl-a* de regiones tropicales y subtropicales (Anderson 1969, Venrick 1993, Goericke 1998, Marañón *et al.* 2000, Fennel y Boss 2003, Letelier *et al.* 2004, Hiusman *et al.* 2006, Pérez *et al.* 2007) y ha sido descrito en los mares adyacentes a las costas de México (Millán-Núñez *et al.* 1996, Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2001, Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2008). La presencia del MSC fue documentada en la región costera del POTM por López-Sandoval *et al.* (2009), sin embargo su variabilidad asociada a procesos dinámicos había permanecido poco estudiada.

En la zona costera (<90 km) la distribución del MSC presentó mayor asociación con las isopicnas de 23.0 a 24.0 kg m<sup>-3</sup>, en particular cuando estas se acercan a la superficie (fig. 37a), lo cual fue asociado con la profundidad de los máximos valores en la frecuencia de Brunt-Väisälä (FBV), donde el MSC encuentra estabilidad, luz y nutrientes suficiente para permanecer en el tiempo. La surgencia de agua rica en nutrientes que reemplaza el agua superficial que es desplazada costa afuera por el transporte de Ekman (Thomas *et al.* 2001) genera una proliferación en la comunidad del fitoplancton que se refleja en un aumento en la concentración de *Cl-a* y altas tasas de PP. La región costera del POTM el aumento de la *Cl-a* entre los transectos T3 a T5 ha sido asociada con la ocurrencia de surgencias costeras locales que son recurrentes en la región entre enero a junio (López-Sandoval *et al.* 2009, Cepeda-Morales *et al.* 2009).

La distribución del MSC sobre la piconclina a lo largo de los transectos sugiere que la zona costera también recibe importantes influencias de procesos de escala mayor a la surgencias (mesoescala, ciclo estacional) y que afectan la respuesta del MSC. Así como las bajas concentraciones de *Cl-a* observadas en agosto (fig. 32e y f) son el resultado de una profundización general del campo de densidad poniendo a la piconclina cercana a los 60 m (fig. 39a) acompañado de alta estratificación y menor concentración de nutrientes, lo que se vio reflejado en los valores más bajos de  $\Sigma Cl-a$  (fig. 33c). Las altas concentraciones de *Cl-a*

observadas en marzo (figs. 32g y h) son debidas en parte a una respuesta al ciclo estacional de la picnoclina (Godínez *et al.* 2010). Sumado a lo anterior, la presencia de remolinos ciclónicos cercanos a la costa (fig. 31b) generaron concentraciones aun más altas de *Cl-a* (3 a 9 mg m<sup>-3</sup>). La influencia de remolinos de mesoescala en la variabilidad de la picnoclina en la región llega al 30% de la varianza global (Godínez *et al.* 2010) y han sido considerados un mecanismo importante en regiones tropicales y subtropicales en la introducción de nutrientes para sustentar una elevada productividad del fitoplancton por encima de la picnoclina (McGillicuddy *et al.* 2007) y también deben ser considerados como procesos dinámicos en la parte costera que afectan la variabilidad de *Cl-a*.

En otras escalas mayores, en el análisis de serie de CHLO desde 1997 a 2008 (fig. 18 cap. III) no se registraron influencias importantes de eventos interanuales (ENSO/La Niña) para los periodos de muestreo. Por lo que la variabilidad de la picnoclina puede ser asociada principalmente a remolinos de mesoescala, al ciclo estacional descrito por Godínez *et al.* (2010) y a la advección de masas de agua de origen remoto (Lavín *et al.* 2006, Cepeda-Morales *et al.* 2009). Se ha observado en el POTM que el agua advectada por la Corriente de California modifica la profundidad de la picnoclina y presenta menor concentración de nutrientes nitrogenados (fig. 7 y 8 cap II), además de posiblemente introducir grupos de fitoplancton de origen subtropical a la región.

La variabilidad de mesoescala se vio reflejada en la elevación (hundimiento) de la picnoclina debida a la influencia de remolinos ciclónicos (anticiclónicos) lo que fue acompañado de un aumento (disminución) en la concentración de *Cl-a* dentro de los primeros 50 m de la columna de agua (fig. 32) lo que se reflejó en núcleos de altos valores en la *Cl-a* integrada ( $\Sigma Cl-a$ ) de junio y marzo (fig. 33a y d). La elevación del MSC, producto del desplazamiento hacia la superficie de la picnoclina favoreció a la cantidad de irradiancia que recibió (fig. 41) y al aumento de la concentración de NND (fig. 22 a y c, cap. III) debido al bombeo de Ekman (Falkowski *et al.* 1991).

En noviembre a pesar que las imágenes de ANM (fig. 31b) y las anomalías geopotenciales (AGP) calculadas para este mes (fig. 23a cap. III) demostraron la presencia de remolinos ciclónicos, estos no logran verse representados con claridad en la distribución espacial de  $\Sigma Cl-a$  (fig. 33b). Sorprendentemente, se encontraron altas concentraciones de

*Cl-a* ( $0.7$  a  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) a  $50 \text{ m}$  en las estaciones más oceánicas ( $250$  a  $300 \text{ km}$ , fig. 34a) donde la piconoclina fue profunda (fig. 38a). En marzo también presentó alta concentración de *Cl-a* ( $\sim 0.7 \text{ mg m}^{-3}$ ), en estaciones oceánicas (fig. 34b), donde la piconoclina fue profunda (fig. 40a). En ambos meses, en estas zonas la concentración de NND medida a  $50 \text{ m}$  fue baja ( $2.0$  a  $4.0 \text{ }\mu\text{M}$ , fig. 23c y 25c cap. III) y coincidiendo con altos valores en AGP (fig. 23a y 25a cap III). Esta condición de alta concentración de *Cl-a* a  $50 \text{ m}$  en zonas donde se profundizó la piconoclina contrasta con el comportamiento descrito en la literatura, donde la profundización de la piconoclina debió ser acompañado de un disminución en *Cl-a*.

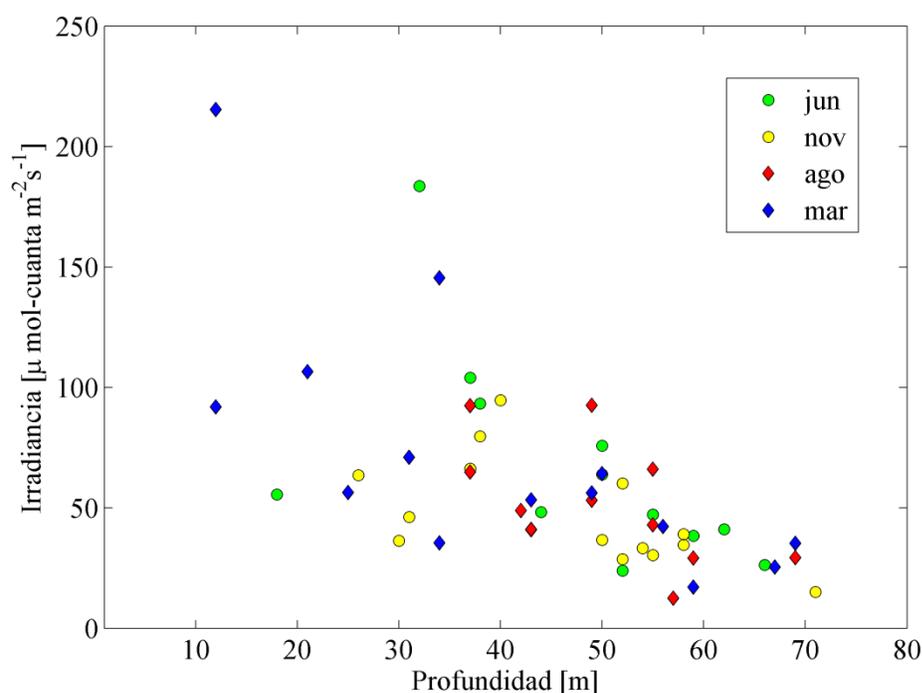


Figura 41. Posición del MSC (eje-x) determinado como el máximo valor de FCl<sub>a</sub> y la irradiancia a medio día local (eje-y,  $\mu\text{mol cuanta m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ) a la profundidad del MSC. La distribución de las estaciones utilizadas se muestra en la figura 1. Se presentan todas las mediciones realizadas en junio (círculos verde), noviembre (círculos amarillos), agosto (rombos rojos) y marzo (rombos azules).

La tendencia entre la profundidad del MSC y la irradiancia PAR describe un decaimiento exponencial inverso para todo el conjunto de datos (fig. 41). Donde el MSC se ubicó entre  $10$  a  $70 \text{ m}$  de profundidad y la irradiancia PAR recibida vario entre  $25$  a  $225$

$\mu\text{mol-cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Los datos de noviembre y marzo muestran que a 50 m el MSC recibió  $<70 \mu\text{mol-cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Aunado a lo anterior, los patrones de circulación de estos meses (fig. 23a y 25a Cap. III) evidencian la advección de agua subtropical asociada con la influencia de Agua de la Corriente de California. Estos resultados sugieren que el MSC en esas áreas podría estar formado por fitoplancton advectado desde la región subtropical, las cuales aumentaron su concentración de *Cl-a* debido a una condición probablemente de fotoaclimatación a bajas irradiancias como respuesta a la profundización de la picnoclina.

La menor cantidad de mediciones de productividad primaria (PP), respecto a la cantidad de estaciones oceanográficas analizadas en este trabajo (~15:150 por crucero), cubrieron sin embargo una amplia gama de condiciones ambientales diferentes, las que se pueden evidenciar a través de las estructuras descritas por las imágenes de ANM correspondientes a cada crucero (fig. 31). Las imágenes de ANM en la región del POTM han demostrado ser buenos estimadores de los patrones de circulación superficial y capaces de describir los cambios en la posición de la picnoclina (Godínez *et al.* 2010). Los cambios en la posición de la picnoclina y la profundidad de la zona eufótica definen el ambiente de nutrientes y luz en que el fitoplancton se desarrolla, lo que afectan las tasas de crecimiento y modifican en parte la respuesta en biomasa (estimada como *Cl-a*) y de la tasa de fijación de carbono o productividad primaria (PP).

Las mediciones discretas de PP cubrieron en general los primeros 75 m de la columna de agua donde las tasas más altas estuvieron a  $<30$  m de profundidad (fig. 35), casi siempre por encima de la picnoclina (datos no mostrados) mientras que la mayor concentración de *Cl-a* estuvo en la picnoclina (fig. 36). La presencia de un máximo subsuperficial de PP es una característica recurrente de distintos océanos (Behrenfeld y Falkowski 1997a) el cual ha sido ubicado por encima del MSC (Pérez *et al.* 2006) y ha sido asociado con una respuesta más de tipo fisiológica a la irradiancia (Behrenfeld y Falkowski 1997a, Falkowski y Raven 2007) y a cambios en la composición de especies dominantes (Pérez *et al.* 2006), mientras que el MSC responde a procesos más de tipo ecológico, donde intervienen factores como el crecimiento, consumo por herbívora, pérdida por hundimiento, así como el grado de fotoaclimatación y estado nutricional que afecta la razón *Cl-a:C* (Behrenfeld *et al.* 2005). Los valores promedios de  $PP_{\text{int}}$  para junio y noviembre (69 y 45

mgC m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup> respectivamente) fueron los más bajos, mientras que los más altos se encontraron en agosto y marzo (101 y 110 mgC m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup> respectivamente). Los altos valores de PP<sub>int</sub> para agosto y marzo contrastan con la respuesta de la  $\Sigma Cl-a$  a la posición de la picnoclina.

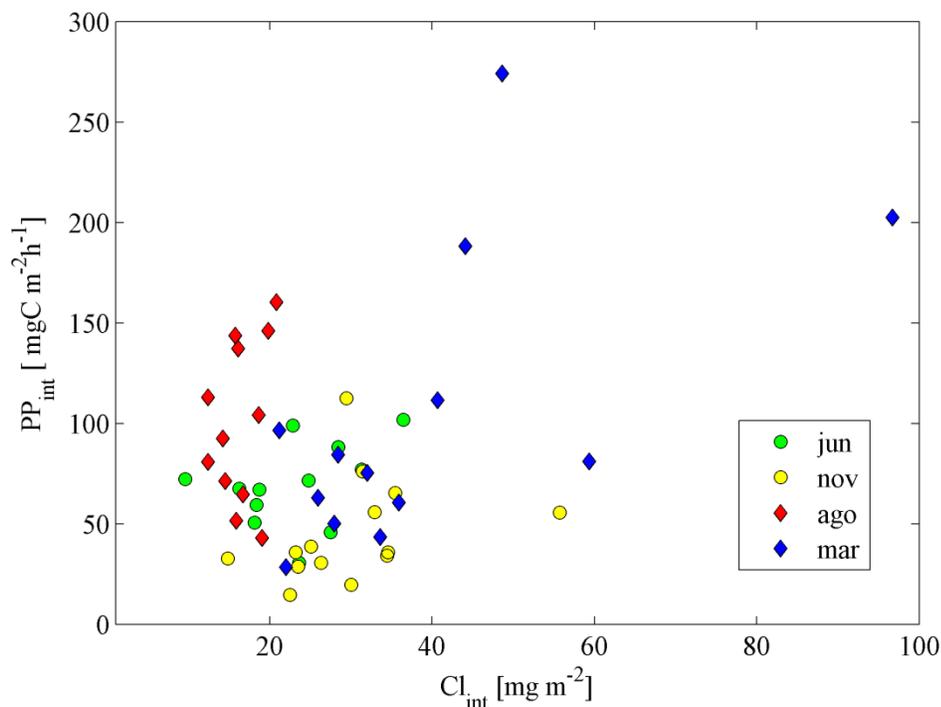


Figura 42. Clorofila integrada (mg m<sup>-2</sup>) entre 0 a 100 m y la productividad primaria integrada (mgC m<sup>-2</sup>) hasta el 1% de irradiancia de junio (círculos verdes), noviembre (círculos amarillos), agosto (rombos rojos) y marzo (rombos azules).

La relación entre la profundidad de la isopicna de 24.5 kg m<sup>-3</sup>, como representante de la variabilidad de la picnoclina y la PP<sub>int</sub> presentó en general una tendencia inversa (fig. 43). Sólo en los meses de noviembre y marzo se presentaron correlaciones inversas ( $r=-0.7$  en ambos casos,  $n=13$  y  $n=14$  respectivamente), pero junio y agosto no tuvieron correlación. En una revisión detallada de los perfiles de PP se observó que en las estaciones de noviembre ubicadas en zonas con ANM positivas (fig. 31) y con una picnoclina profunda (>60 m) los perfiles tuvieron bajos valores de PP<sub>int</sub> (< 50 mgC m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>, fig. 43), mientras que en las estaciones con ANM positivas en noviembre y marzo donde la

picnoclina fue somera (<40 m) presentaron valores altos de  $PP_{int}$  ( $>60 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). En contraste con esta tendencia observada los perfiles de PP de agosto donde la posición de la picnoclina fue en general profunda ( $\sim 60 \text{ m}$ ) y valores altos de  $PP_{int}$  ( $>60 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ).

Mientras que para agosto se observó los más bajos valores de  $\Sigma Cl-a$  (fig. 33c) acompañado de una picnoclina más profunda, en marzo se presentaron las mayores concentraciones en  $\Sigma Cl-a$  (fig. 33d) y una picnoclina más somera. Los datos de  $\Sigma Cl-a$  y  $PP_{int}$  mostraron que en marzo se presentó una tendencia proporcional, mientras que en agosto los cambios en  $PP_{int}$  ocurren sin variaciones importantes de  $\Sigma Cl-a$  (fig. 42).

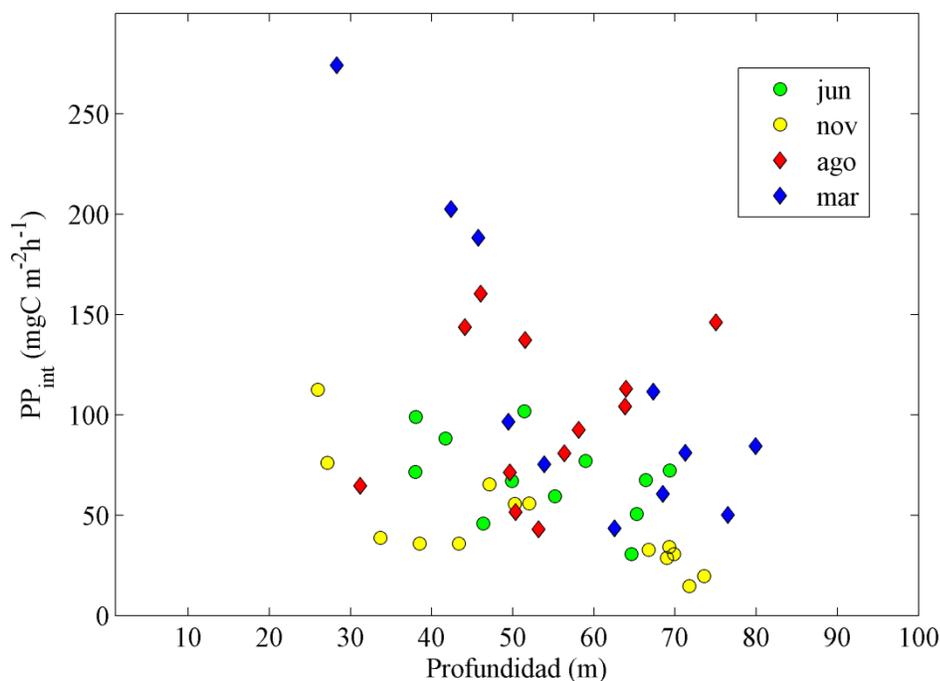


Figura 43. Profundidad de la isopícnica de  $24.5 \text{ kg m}^{-3}$  y la productividad primaria integrada ( $\text{mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ) de junio (círculos verdes), noviembre (círculos amarillos), agosto (rombos rojos) y marzo (rombos azules).

Como se mencionó, los cambios en  $\Sigma Cl-a$  de agosto y marzo fueron asociados como un respuesta a la máxima profundización (elevación) de la picnoclina debida al ciclo anual forzado por el rotacional del esfuerzo del viento (Godínez *et al.* 2010), sumado con la influencia de remolinos ciclónicos de mesoescala que elevaron aun más la picnoclina en marzo. Al considerar los cambios observados en  $PP_{int}$  con altas tasas en agosto, es posible

que sea una respuesta asociada a cambios en la comunidad dominante del fitoplancton. En regiones tropicales y subtropicales se ha reportado que en la capa mezclada en un ambiente de alta irradiancia y baja concentración de NND existe una dominancia de picoplancton caracterizada por baja concentración de *Cl-a* (Johnson *et al.* 2006, Casey *et al.* 2007, Bouman *et al.* 2006, Whyte *et al.* 2007) y altas tasas de PP (Pérez *et al.* 2006).

En aquellas estaciones donde la picnoclina fue profunda (>60 m), se observó que la PP al 30% de la irradiancia superficial se ubicó con frecuencia dentro de la capa de mezcla donde las concentración de *Cl-a* siempre fueron bajas (0.1 a 0.2 mg m<sup>-3</sup>). Los valores de la razón de asimilación (P<sup>B</sup>) y en las tasas máximas de fijación de carbono (P<sup>B</sup><sub>max</sub>) estimados de curvas fotosíntesis–irradiancia a esa profundidad mostraron marcadas diferencias entre cruceros. Se ha observado que fitoplancton de pequeño tamaño tienden a tasas altas de P<sup>B</sup> mientras que fitoplancton de gran tamaño tienden a tasas bajas (Malone 1980), además con el aumento de la concentración de *Cl-a* tienden a disminuir los valores de P<sup>B</sup> (Kameda e Ishizaka 2005).

En noviembre los P<sup>B</sup> variaron entre 1 a 2 mgC (mg*Cl-a* h)<sup>-1</sup> con los más bajos valores de P<sup>B</sup><sub>max</sub> (0.5 a 1.5 mgC (mg*Cl-a* h)<sup>-1</sup>) y valores de irradiancia de saturación (E<sub>k</sub>) bajos (130 a 230 μmol-cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>). La menor irradiancia superficial en el espectro visible (PAR) promedio de noviembre (974 ± 270 μmol-cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) y los bajos valores de P<sup>B</sup><sub>max</sub> y E<sub>k</sub> son evidencias de una comunidad fotoaclimatada a bajas irradiancias, lo cual es consistente con las mediciones de E<sub>PAR</sub> a la profundidad del 30% (~250 μmol-cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

En marzo la E<sub>PAR</sub> superficial fue de 1600 μmol-cuanta m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> (±250), donde se presentaron valores altos de P<sup>B</sup> (5 a 10 mgC (mg*Cl-a* h)<sup>-1</sup>) al igual que los P<sup>B</sup><sub>max</sub> (4 a 6 mgC (mg*Cl-a* h)<sup>-1</sup>) en las estaciones donde la concentración de *Cl-a* al 30% fue similar a noviembre (~0.2 mg m<sup>-3</sup>). El aumento de la P<sup>B</sup> y P<sup>B</sup><sub>max</sub> con el aumento de la E<sub>PAR</sub> indica un estado de fotoaclimatación a mayor irradiancia, lo que se corroboró con los mayores valores de E<sub>k</sub> de ese mes (~350 μmol-cuanta m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

Como se mencionó el aumento de la PP de agosto contrastó con la baja concentración de Σ*Cl-a* (<30 mg m<sup>-2</sup>) y la posición profunda de la picnoclina de ese mes. Los P<sup>B</sup> medidos al 30% de la E<sub>PAR</sub> superficial fueron los más altos (10 a 20 mgC (mg*Cl-a*

$h)^{-1}$ ) al igual que los  $P_{max}^B$  (10 a 24 mgC (mgCl-a h) $^{-1}$ ). Debido a que la cantidad de  $E_{PAR}$  superficial ( $1550 \pm 400 \mu\text{mol-cuanta m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) no fue significativamente diferente de marzo, es poco probable que este aumento en la respuesta de la comunidad fitoplanctónica se deba sólo a fotoaclimatación.

Se estimaron las tasas máximas de crecimiento específico ( $\mu_{max}$ ) con los valores de  $P_{max}^B$  de las estaciones que presentaron una picnoclina profunda. Se utilizó la ecuación propuesta por Arin *et al.* (2002) [ $\mu_{max} = \ln(1 + [FP * P_{max}^B / R])$ ], donde FP es la longitud del fotoperiodo en horas y R es la razón C:Cl-a. Se utilizó un R =38 (Falkowski *et al.* 1985) y FP= 12 hr para todos los meses. Se encontró los menores valores de  $\mu_{max}$  en noviembre ( $\sim 0.15 \text{ d}^{-1}$ ), mientras que para marzo los valores de  $\mu_{max}$  fueron mayores ( $\sim 1.0 \text{ d}^{-1}$ ) y los más altos se presentaron en agosto ( $\sim 2.0 \text{ d}^{-1}$ ). Estas estimaciones de  $\mu_{max}$  sugieren un cambio de comunidad en agosto respecto a los otros meses.

La variabilidad de la Cl-a medida *in situ* o con sensores remotos en los diferentes océanos ha sido asociada con la dinámica de la picnoclina principalmente en tres escalas temporales bien definidas. La variabilidad interanual asociada con eventos de El Niño/La Niña, el ciclo estacional y remolinos de mesoescala (Thomas *et al.* 2001, McClain *et al.* 2004, Espinoza-Carreón *et al.* 2004, Kumar y Narvekar 2005, Pennington *et al.* 2006, Willet *et al.* 2006, McGillicuddy *et al.* 2007, Venegas *et al.* 2008). Parte de la variabilidad de  $PP_{int}$  es posible atribuirla a cambios en la posición vertical de la picnoclina. Lo cual es posible asociarlo a la influencia del ciclo anual y procesos de mesoescala que favorecen la fertilización de la zona eufótica con nutrientes subsuperficiales. Pero las estimaciones de  $P_{max}^B$  y  $\mu_{max}$  sugieren que ocurre una respuesta asociada con cambios en la comunidad de fitoplancton.

Considerando lo anterior, es razonable de esperar que bajo condiciones de baja concentración de nutrientes, la comunidad de fitoplancton sea más eficiente en la utilización de los nutrientes regenerados (utilización de amonio) lo que implica que estaría sustentando el ecosistema con producción regenerada dominada por picoplancton. Mientras que en periodos donde los mecanismos dinámicos favorecen el ingreso de nutrientes, la respuesta de la comunidad sea de un aumento en la PP nueva (utilización de nitrato+nitrito). Esto último podría traducirse que en periodos del año con alta producción

ocurre un aumento de la transferencia de energía hacia los niveles tróficos superiores y/o un aumento en la exportación de materia orgánica hacia capas profundas.

La respuesta de la PP a remolinos de mesoescala ha sido descrita en la mayoría de los trabajos como una aproximación con la biomasa del fitoplancton, estimada con la *Cl-a*, debido a la escasa información de la tasa de fijación de carbono disponible respecto a la gran variedad de condiciones ambientales que se debe cubrir. Aunque la *Cl-a* es la variable más utilizada en modelos de PP globales y regionales, se reconoce que estas estimaciones presenta limitaciones en la interpretación asociados la composición comunitaria así como con el estado fisiológico de las poblaciones del fitoplancton (Behernfeld *et al.* 2005).

La importancia de los remolinos de mesoescala como eventos que promueven el flujo de nutrientes, en este caso NND, hacia la zona eufótica y generan un aumento en la productividad primaria de los océanos ha sido ampliamente documentada y aceptada como un importante proceso de fertilización en los océanos, en la generación de una alta producción nueva de la zona eufótica (Falkowsky *et al.* 1991, McGillicuddy y Robinson 1997, Siegel *et al.* 1999, McGillicuddy *et al.* 2007) y responsable de la mantención de los ecosistemas en escalas menores al ciclo estacional. Los resultados mostrados aquí apoyan la hipótesis de un aumento en las tasas de PP asociada a eventos de mesoescala, pero también ponen en evidencia la importancia de la respuesta asociada con aspectos fisiológicos de la comunidad del fitoplancton.

## V.5 Conclusiones

La posición de la picnoclina y sus variaciones verticales dentro de la zona eufótica del POTM tuvo importante influencia en la respuesta de la comunidad fitoplanctónicas en términos de la PP y la concentración de *Cl-a* debido a que el MSC se ubicó sobre la picnoclina y respondió sus variaciones espaciales.

La concentración de *Cl-a* presentó los mayores valores cercanos a la costa (<90 km) los cuales se asocian con la ocurrencia de surgencia costera y a la presencia de remolinos ciclónicos cercanos a la costa. El cambio de la profundidad de la picnoclina debida al ciclo estacional también se vio reflejado en las bajas concentración de *Cl-a* en la costa. Mientras

que en la zona oceánica, los remolinos ciclónicos presentes aumentaron la concentración de *Cl-a*. Sin embargo, se encontró alta concentración de *Cl-a* en regiones con condiciones anticiclónicas, debido posiblemente a la presencia de especies subtropicales acondicionadas a bajas irradiancias.

Las tasas de PP se vieron incrementadas con la presencia de remolinos ciclónicos lo cual fue atribuido a fotoaclimatación a altas irradiancias. Bajo la influencia de remolinos ciclónicos, los aumentos de PP pueden ser asociados con la utilización de nutrientes subsuperficiales (producción nueva) lo que favorecería la transferencia de energía a los siguientes niveles tróficos y o a la exportación de materia orgánica hacia las capas profundas. Sin embargo, bajo condiciones asociadas con la profundización general de la pycnoclina debida al ciclo estacional se presentaron las más altas tasas de PP lo cual fue asociado con un cambio en la comunidad, lo que favorecería a un aumento de la productividad regenerada.

---

## CAPITULO VI. Discusiones y Conclusiones finales

---

En los últimos años la región del océano Pacífico Oriental tropical frente a las costas de México (POTM) ha sido el centro de atención de diversas investigaciones que han ayudado a resolver procesos de diferentes escalas temporales de la variabilidad principalmente del medio ambiente físico (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007, Godínez *et al.* 2010). Aunque es reconocido que los cambios en la dinámica de la capa superior de los océanos afecta la variabilidad de las comunidades fitoplanctónicas (Letelier *et al.* 2004, McGillicuddy *et al.* 1999, McClain *et al.* 2004, Bibby *et al.* 2008), en el POTM los estudios de las interacciones físico-biológicas siguen siendo escasos, con sólo algunas aportaciones recientes (Goericke *et al.* 2000, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2008, Cepeda-Morales *et al.* 2009, López-Sandoval *et al.* 2009, Maske *et al.* 2010).

En la zona eufótica del POTM se debe de considerar la influencia de la zona mínima de oxígeno (ZMO) en la distribución vertical de los productores primarios (Goericke *et al.* 2000, Cepeda Morales *et al.* 2009) la cual ha demostrado ser un factor abiótico importante que limita la distribución de las comunidades pelágicas (Escribano *et al.* 2004). El límite superior o inicio de la distribución de la ZMO (IZMO) fue definido como la isolinia de  $9 \mu\text{mol L}^{-1}$  de oxígeno disuelto (OD), cuya distribución espacial se encontró dentro de los primeros 150 m de la columna de agua, llegando tan superficial como 60 m de profundidad siempre por debajo pero cercano a la piconclina (definida por la posición de las isopícnas de 24.0 y 25.0  $\text{kg m}^{-3}$ ) y del máximo subsuperficial de *Cl-a* (MSC). La distribución de agua con baja concentración de oxígeno fue asociada con la presencia del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) la cual interactúa con las masas de aguas más superficiales modificando el contenido de OD de los primeros 150 m de la columna de agua.

Se observó que la distribución espacial del IZMO fue influenciada por diversos procesos dinámicos (ciclo estacional de la piconclina, remolinos de mesoescala, surgencias costeras) que elevan (hunden) el campo de densidad y acercan (alejan) al IZMO de la

superficie. También se encontró que la advección de Agua de la Corriente de California con mayor concentración de OD profundizó el IZMO mientras que la influencia de ASsSt advectada por la Corriente Costera Mexicana (CCM) lo acercó a la superficie.

La influencia de la posición del IZMO sobre la biomasa del fitoplancton fue asociado con el aumento en la concentración de nitrato+nitrito (NND) en aquellas zonas donde se observó mayor influencia de la ZMO en la capa superficial. Lo anterior es debido a que el agua proveniente de la ZMO que es rica en macro-nutrientes al ser transportada hacia la superficie por diferentes mecanismos dinámicos observados en la región (ciclo estacional de la picnoclina, remolinos de mesoescala, surgencias costeras) aumentó la concentración de nutrientes de concentraciones  $\sim 2.0$  a  $\sim 15.0 \mu\text{M}$  (relativos a 50 m de profundidad) lo que favorece el incremento de la concentración de *Cl-a* en el MSC.

La variabilidad interanual y estacional de la biomasa del fitoplancton fue analizada con la información de color del océano (CHLO) del sensor SeaWiFS y relacionada con las anomalías del nivel del mar (ANM). Mientras que la variabilidad de mesoescala de *Cl-a* fue analizada en base a los datos observacionales y fue asociada con las anomalías geopotenciales, salinidad y nutrientes. El comportamiento promedio de largo plazo (1997-2007) de CHLO se mostró estrechamente asociado con el nivel medio del mar para el mismo periodo, donde los mayores valores de CHLO fueron encontrados frente a las costas de Cabo Corrientes coincidiendo con la presencia del domo de la CCM generado por el rotacional del esfuerzo del viento con vorticidad positiva (ciclónica).

En la escala estacional, las variaciones de CHLO estuvieron asociadas con la variabilidad del nivel medio del mar debido al forzamiento de ondas largas de Rossby (Godínez *et al.* 2010) que varía de una fase ciclónica en primavera-verano (alta CHLO) a una anticiclónica en invierno-otoño (baja CHLO), ubicando al crucero de agosto dentro del periodo oligotrófico y a marzo en un periodo mesotrófico. En la escala interanual, la variabilidad de CHLO fue asociada con los eventos de El Niño/La Niña que a través de ondas de Kelvin profundizan (elevan) la posición de la picnoclina (Kessler 2006) lo cual produce baja (alta) concentración de CHLO (Pennington *et al.* 2006). Estos resultados evidencian que los cruceros oceanográficos se realizaron sin influencias importantes de

eventos interanuales, por lo tanto la variabilidad de *Cl-a* puede ser atribuida principalmente a procesos asociados al ciclo estacional y mesoescala de la región.

La variabilidad de mesoescala de la *Cl-a* fue asociada a la presencia de remolinos ciclónicos (anticiclónicos) que elevaron (profundizaron) la picnoclina definida por la banda entre las isopícnas 24.0 a 25.0 kg m<sup>-3</sup>. En la distribución vertical de la máxima concentración del fitoplancton estimada como clorofila-a (*Cl-a*) se observó una marcada asociación con el campo de densidad en especial con la picnoclina, donde se ubicó el máximo subsuperficial de *Cl-a* (MSC). El incremento en la *Cl-a* estuvo asociado con el aumento de nutrientes cuando la picnoclina fue elevada hacia la superficie.

En todos los océanos se han encontrado claros gradientes en la distribución vertical de *Cl-a* (Johnson *et al.* 2007), los que llevan asociados cambios en la composición comunitaria (Bouman *et al.* 2006, Casey *et al.* 2007, Johnson *et al.* 2007) de organismos fotoaclimatados de acuerdo con el ambiente de luz que ocupan en la columna de agua, así como también adaptados a la disponibilidad de las diferentes especie química del nitrógeno. Esta distribución vertical del fitoplancton está fuertemente asociada con las características del campo de densidad dentro de la zona eufótica (Johnson *et al.* 2007, Kumar *et al.* 2005, Letelier *et al.* 2004), en particular con la picnoclina la cual controla tanto el flujo de nutrientes desde las capas subsuperficiales como el grado de luminosidad que recibe la comunidad fitoplanctónica.

A profundidades cercanas a la base de la zona eufótica sobre la isopícnica de 26.0 kg m<sup>-3</sup> se encontró la presencia de un segundo máximo de fluorescencia (FMax) bajo condiciones de hipoxia ( $OD \leq 9 \mu\text{mol L}^{-1}$ ), el cual ha sido identificado como una comunidad dominada por el grupo *Prochlorococcus* (Goericke *et al.* 2000, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2008) adaptadas a baja irradiancia ( $\sim 20 \mu\text{W cm}^{-2} \text{ nm}^{-1}$  en la banda de 490 nm). La asociación del segundo FMax y de condiciones de hipoxia con la isopícnica de 26.0 kg m<sup>-3</sup> hizo posible identificar la influencia de algunos procesos dinámicos (remolinos de mesoescala, surgencias costera, advección de agua) en la distribución espacial del segundo FMax y de la concentración del OD sobre esta isopícnica.

La asociación de la *Cl-a* utilizada como un estimador de biomasa del fitoplancton con el campo de densidad permitió diferenciar por lo menos tres estratos o ambientes

dentro de la zona eufótica, una capa superficial pobre en nutrientes con baja concentración de *Chl-a*; la picnoclina donde se ubicó el MSC, y una capa profunda asociada a la base de la zona eufótica rica en nutrientes donde se presentó el segundo FMax, donde la luz es el factor limitante. Por lo que la asociación del MSC con la picnoclina y del segundo FMax con la isopícnica de  $26.0 \text{ kg m}^{-3}$  en el POTM permitió relacionar la variabilidad espacio temporal del fitoplancton con la dinámica de la capa superficial en diferentes escalas.

En relación con la variabilidad de la tasa de fijación de carbono inorgánico o productividad primaria (PP), se observó un patrón de cambio en la PP integrada con el desplazamiento vertical de la picnoclina. Es decir, con la elevación (profundización) de la picnoclina debida a remolinos de ciclónicos (anticiclónicos) y surgencias costeras se observó el aumento (disminución) de la PP integrada ( $40$  a  $200 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). Sin embargo, se observó que en los extremos del ciclo estacional de CHLO, esto es con máximos valores en marzo (anomalías negativas del nivel medio del mar) y mínimos en agosto (anomalías positivas del nivel medio del mar), se midieron altos valores de PP integrada ( $\sim 150 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). Los altos valores observados en marzo ( $\sim 200 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ) fueron asociados con el desplazamiento hacia la superficie de la picnoclina lo que se tradujo en aumento de irradiancia y nutrientes. Mientras que los altos valores observados en agosto que fueron acompañados con bajas concentraciones de NND ( $< 2.0 \mu\text{M}$ ) y *Chl-a* ( $< 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) fueron asociados a una respuesta a las condiciones de alta estratificación de la capa de mezcla con un posible cambio en la comunidad dominante a organismos picoplactónicos caracterizado por altas tasas de crecimiento específico ( $\sim 2.0 \text{ d}^{-1}$ ).

## Referencias

- Almazán-Becerril A. y E. García-Mendoza. 2008. Maximum efficiency of charge separation of photosystem II of the phytoplankton community in the Eastern Tropical North Pacific off Mexico: A nutrient stress diagnostic tool?. *Cien. Mar.* 34: 29-43.
- Anderson J.C. 1971. Oxygen analysis. In: *Marine Technician Handbook*. Sea Grant Publication n° 9 SIO Ref. No. 71-8. University of California, 29 p.
- Arin L., X.A.G. Moran, y M. Estrada. 2002. Phytoplankton size distribution and growth rates in the Alboran Sea (SW mediterranean): short term variability related to mesoscale hydrodynamic. *J. Plankton Res.* 24:1019-1033.
- Banse K. y M. Yong. 1990. Sources of variability in satellite-derived estimation of phytoplankton production in the Eastern Tropical Pacific. *J. Geophys. Res.* 95(C5): 7201-7215.
- Badán-Dagón A., J. M. Robles y J. García. 1989. Poleward flows off Mexican's Pacific coast. In: *Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries*. S.J. Neshyba, C. N. K. Mooers, R. L. Smith y R.T. Barber, eds., Springer-Verlag. New York. 176-201p.
- Behrenfeld M. y P. Falkowski. 1997a. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1-20.
- Behrenfeld M. y P. Falkowski. 1997b. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1479-1491.
- Behrenfeld M., E. Marañón, D. Siegel y S. Hooker. 2002. Photoacclimation and nutrient-based model of light-saturated photosynthesis for quantifying oceanic primary production. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 228:103-117.
- Behrenfeld M. y E. Boss. 2003. The beam attenuation to chlorophyll ratio: an optical index of phytoplankton physiology in the surface ocean?. *Deep-Sea Research I* 50: 1537-1549.
- Behrenfeld M., E. Boss, D. Siegel y D. D. Shea. 2005. Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global biogeochemical cycles* 19. GB1006. doi: 10.1029/2004GB002299.
- Beier, E., M.F. Lavín, J. Gómez, V. Godínez, J. García. 2003. La Corriente Costera Mexicana. Abstracts of Reunión Anual 2003 de la Unión Geofísica Mexicana. *GEOS*, 23, 152 p.

- Beier E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.* 27(5): 615–632. doi: 10.1175/ 1520-0485.
- Beron-Vera F.J. y P. Ripa. 2002. Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 107(C8). 3100. doi:10.1029/2000JC000769.
- Bibby T., M. Gorbunov, K. Wyman y P. Falkowski. 2008. Photosynthetic community responses to upwelling in mesoscale eddies in the subtropical North Atlantic and Pacific Oceans. *Deep Sea Research II* 55: 1310-1320.
- Bograd S., C. Castro, D. Di Lorenzo, D. Palacios, H. Bailey, W. Gilly, F. Chavez. 2008. Oxygen declines and the shoaling of the hypoxic boundary in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 35. L12607. doi:10.1029/2008GL034185.
- Bouman H., O. Ulloa, D. Scanlan, K. Zwirgmaier, W. Li, T. Platt, V. Stuart, R. Barlow, O. Leth, L. Clementson, V. Lutz, M. Fukasawa, S. Watanabe y S. Sathyendranath. 2006. Oceanographic basis of the global surface distribution of *Prochlorococcus* ecotypes. *Science*. doi: 10.1126/science.1122692.
- Casey J., M. Lomas, J. Mandecki y D. Walker. 2007. *Prochlorococcus* contributes to new production in the Sargasso Sea deep chlorophyll maximum. *Geophys. Res. Lett.* 34. L106604. doi: 10.1029/2006GL028725.
- Castro-González M. y L. Farías. 2004. N<sub>2</sub>O cycling at the core of the oxygen minimum zone off northern Chile. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 280: 1-11.
- Castro R., A. Mascarenhas, R. Durazo y C. Collins. 2000. Variación de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California, México. *Ciencias Marinas*. 26 (4): 561-583.
- Castro R., R. Durazo, A. Mascarenhas, C. Collins y A. Trasviña. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep-Sea Research part I*. 53:188-200
- Carr M. 2002. Estimation of potencial productivity in the Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Research II* 49: 59-80.
- Carr, M. y E. Kearns. 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Currents. *Deep Sea Research II* 50: 3199-3221.
- Cepeda-Morales J., E. Beier, G. Gaxiola-Castro, M.F. Lavín y V.M. Godínez. 2009. Effect of the oxygen minimum zone on the second chlorophyll maximum in the Eastern Tropical Pacific off Mexico. *Ciencias Marinas* 35(4): 389-403.

- Chelton D., M. Schax, M. freilich y R. Milliff. 2008. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science* 303: 978-983. doi: 10.1126/science.1091901.
- Cline J. y F. Richards. 1972. Oxygen deficient conditions and nitrate reduction in the eastern tropical North Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 17: 885-900.
- Codispoti L. y F. Richards. 1976. An analysis of the horizontal regime of denitrification in the Eastern tropical North Pacific. *Limnol. Oceanogr.* 21: 379-388.
- Codispoti L.A. y J. Christensen. 1985. Nitrificación, denitrificación and nitrous oxide cycling in the eastern tropical South Pacific Ocean. *Marine Chemistry* 16: 277-300.
- Codispoti L.A., J.A. Brandes, J.P. Christensen, A.H. Devol, S.W.A. Naqvi, H.W. Paerl y T. Yoshinari. 2001. The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: Moving targets as we enter the anthropocene?. *Scientia Marina* 65: 85-105.
- Cullen J. y R. Eppley. 1981. Chlorophyll maximum layers of the Southern California Bight and their possible mechanisms for the formation and maintenance. *Oceanol. Acta* 4: 23-32.
- Cullen J., F. Reid y E. Steward. 1982. Phytoplankton in the surface and chlorophyll maximum off southern California in august, 1978. *J. Plankton Res.* 4(1): 665-694.
- Devol A.H., A.G. Uhlenhopp, S.W.A. Naqvi, J.A. Brandes, D.A. Jayakumar, H. Naik, S. Gaurin, L.A. Codispoti, y T. Yoshinari. 2006. Denitrification rates and excess nitrogen gas concentrations in the Arabian Sea oxygen deficient zone. *Deep-Sea Res. I* 53: 1533-1547. doi:10.1016/j.dsr.2006.07.005.
- Dandonneau Y. 1979. Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest: comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. *Oceanologica Acta* 4: 23-32.
- Durazo R. y T. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography* 54: 7-31.
- Eaton A.D., L. Clesceri, E. Rice, A. Greenberg y M. Franson (Eds). 2005. Standard methods for examination of waters and wastewater. 21th edition. APHA AWWA WEF. 1325 p.
- Escribano R., G. Daneri, L. Farías, V.A. Gallardo, H.A. González, D. Gutiérrez, C. Lange, C.E. Morales, O. Pizarro, O. Ulloa y M. Brauni. 2004. Biological and chemical consequences of the 1997-1998 El Niño in the Chilean coastal upwelling system: a synthesis. *Deep-Sea Res. II* 51: 2389-2411.
- Espinosa-Carreón T.L., P.T. Strub, E. Beier, F. Ocampo-Torres y G. Gaxiola-Castro. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface

height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109. C03039. doi: 10.1029/2003JC002105.

Falkowski P.G., Z. Dubinsky y K. Wyman. 1985. Growth-irradiance relationships in phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.* 30:311-321.

Falkowski P., R. Barber y V. Smetacek. 1998. Biogeochemical control and feedbacks on ocean primary production. *Science.* 281: 200-206.

Falkowski P., D. Ziemann, Z. Kolber y P. Bienfang. 1991. Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature* 352: 55-58.

Falkowski P. y J.A. Raven. 1997. *Aquatic photosynthesis.* Blackwell Science, Oxford. 537 p.

Farias L., A. Paulmier y M. Gallegos. 2007. Nitrous oxide and N-nitrogen cycling in the oxygen minimum zone off northern Chile. *Deep-Sea Res. I* 54: 164-180.

Fennel K. y E. Boss. 2003. Subsurface maxima of phytoplankton and chlorophyll: Steady-state solutions from a simple model. *Limnol. Oceanogr.* 48(4): 1521-1534.

Fernández-Álamo M. y J. Färber-Lorda. 2006. Zooplankton and the oceanography of the eastern Tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69: 143-180.

Fiedler P. y L. Talley. 2006. Hydrography of the eastern tropical pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69:143-180.

Field C., M. Behrenfeld, J. Randerson, P. Falkowski. 1998. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science* 281: 237-240.

Friedrichs M., M.E. Carr, R. Barber, M. Scardi et al. 2009. Assessing the uncertainties of model estimates of primary productivity in the tropical Pacific Ocean. *J. Mar. System* 76: 113-133.

Fuenzalida R., W. Schneider, J. Garcé-Vargas, L. Bravo y C. Lange. 2009. Vertical and horizontal extension of the oxygen minimum zone in the eastern South Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. II* 56: 992-1003.

Gaxiola-Castro G. y S. Álvarez-Borrego. 1986. Photosynthesis-irradiance relationship for winter phytoplankton in Pacific waters off Mexico. *Oceanologica Acta.* 9: 497-501.

Gaxiola-Castro G., J.A. Garcia Cordova, J.E. Valdez Holguin y M. Botello Ruvalcaba. 1995. Spatial distribution of chlorophyll a and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Research* 15(9): 1043-1059.

Gaxiola-Castro G., S. Álvarez Borrego, M. Lavín, A. Zirino y S. Nájera Martínez. 1999. Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *Journal of Plankton Research*, 21: 231-245.

Gaxiola-Castro G., S. Álvarez-Borrego, S. Nájera-Martínez, y A. Zirino. 2002. Efecto del las ondas internas en el fitoplancton del Golfo de California. *Ciencias Marinas*. 28: 297-309.

Gaxiola-Castro G. J. Cepeda Morales, S. Najera Martinez, L.T. Espinosa Carreón, M.E. de la Cruz Orozco, R. Sosa Avalos, E. Aguirre Hernandez y J.P. Cantú Ontiveros. 2010. Biomasa y producción primaria del fitoplancton en la corriente de california frente a Baja California. En: *Dinámica del ecosistema pelágico frente a baja california: 1997-2007. Diez años de investigación de la Corriente de California*. Gilberto Gaxiola C. y Regialdo Durazo editores. 505 p.

García-Reyes M. 2005. 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. Tesis, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 78 p.

Gargett A. y J. Marra. 2002. Effects of upper ocean physical processes (turbulence, advection and air-sea interaction) on oceanic primary production. En: *The Sea vol 12*. Robinson A., McCarthy J. and Rothschild B. Eds. 439 p.

Godínez-Sandoval V.M., M.F. Lavín, E. Beier, J. García-Córdova, J. Cepeda-Morales. 2005a. Datos Hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la región de entrada del Golfo de California durante junio del 2005: Campaña PROCOMEX-0506. Informe Técnico. Serie Oceanografía Física. 32 p.

Godínez-Sandoval V.M., E. Beier, M.F. Lavín, J. García-Córdova, C. Cabrerías Ramos. 2005b. Datos Hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la región de entrada del Golfo de California durante noviembre del 2005: Campaña PROCOMEX-0511. Informe Técnico. Serie Oceanografía Física. 21p.

Godínez-Sandoval V.M., E. Beier, M.F. Lavín, J. Cepeda Morales, J. García-Córdova, C. Cabrerías Ramos. 2006. Datos Hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la región de entrada del Golfo de California durante agosto del 2006: Campaña PROCOMEX-0608. Informe Técnico. Serie Oceanografía Física. 30 p.

Godínez-Sandoval V.M., E. Beier, M.F. Lavín, J. Cepeda Morales, J. García-Córdova, C. Cabrerías Ramos 2007. Datos Hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la región de entrada del Golfo de California durante marzo del 2007: Campaña PROCOMEX-0703. Informe Técnico. Serie Oceanografía Física. 28 p.

- Godínez V.M., E. Beier, M.F. Lavín y J.A. Kurczyn. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations, *J. Geophys. Res.* 115. C04007. doi:10.1029/2009JC005705
- Goericke R. 1998. Response of phytoplankton community structure and taxon-specific growth rates to seasonally varying forcing in the Sargasso Sea off Bermuda. *Limnol. Oceanogr.* 43(5): 921-935.
- Goericke R., R.J. Olson, A. Shalapyonok. 2000. A novel niche for *Prochlorococcus* sp. In low-light suboxic environments in the Arabian Sea and the Eastern Tropical North Pacific. *Deep-Sea Res. I* 47: 1183-1205.
- Hamersley M.R., G. Lavik, D. Woebken, J.E. Rattray, P. Lam, E.C. Hopmans, J.S. Sinninghe Damste, S. Krüger, M. Graco, D. Gutiérrez y M.M. Kuypers. 2007. Anaerobic ammonium oxidation in the Peruvian oxygen minimum zone. *Limnol. Oceanogr.* 52(3): 923-933.
- Hayward T.L. y E.L. Venrick. 1982. Relation between surface chlorophyll, integrated chlorophyll, and primary production. *Mar. Biol.* 69:247-252.
- Helly J.J. y L.A. Levin. 2004. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep-Sea Res. I* 51: 1159-1168.
- Hidalgo-González R. y S. Álvarez-Borrego. 2001. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanological Acta.* 24(1): 19-28.
- Hidalgo-González R. y S. Álvarez-Borrego. 2008. Water column structure and phytoplankton biomass profiles in the Gulf of Mexico. *Ciencias Marinas* 34(2): 197-212.
- Holm Hansen L., R. Holmez y J Strickly. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll and colored dissolved organic matter concentration in the California Current. *J. Geophys. Res.* 106:2517-2529.
- Holligan P. 1992. Do marine phytoplankton influence global climate?. Primary production and biogeochemical cycles in the sea. Edited by P. Falkowski y A. Woodhead. Plenum press. New York. 560 p.
- Huisman J., N. Pham Thi, D. Karl y B. Sommeijer. 2006. Reduced mixing generates oscillations and chaos in the oceanic deep chlorophyll maximum. *Nature.* 439: 322-325. doi:10.1038/nature04245.
- Johnson Z., M. Landry, R. Bidigare, S. Brown, L. Campbell, J. Gunderson, J. Marra y C. Trees. 1999. Energetics and growth kinetics of a deep *Prochlorococcus* spp. Population in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II* 46: 1719-1743.

- Johnson Z., E. Zinser, A. Coe, N. McNulty, E. Woodward y S. Chisholm. 2006. Niche partitioning among *Prochlorococcus* ecotypes along ocean-scale environmental gradients. *Science* 311: 1737- 1740.
- Kameda T. y J. Ishizaka. 2005. Size-fractionated primary production estimated by a two-phytoplankton community model applicable to ocean color remote sensing. *Journal of Oceanography* 61: 663-672.
- Kamykowski D. y S. Zentara. 1990. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. *Deep-Sea Res.* 37: 1861-1874.
- Kara A., P. Rochford y H.E. Hurlburt. 2000. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.* 105(C7):16,803-16,821.
- Karstensen J. L. Stramma y M. Visbeck. 2008. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Prog. Oceanogr.* 77: 331-350.
- Kahru M. y G. Mitchell. 2000. Influence of the 1997-98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27(18): 2937-2940.
- Kahru M. y G. Mitchell. 2002. Influence of the El Niño–La Niña cycle on satellite-derived primary production in the California current. *Geophys. Res. Lett.* 29(9). doi:10.1029/2002GL014963.
- Keeling R. y H. Garcia. 2002. The change in oceanic O<sub>2</sub> inventory associated with recent global warming. *PNAS* 99: 7848-7853
- Kessler W. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography.* 69: 181-217.
- Kirk J. 1994. *Light and photosynthesis in Aquatic Ecosystem.* Cambridge University Press, Second edition, 509 pp.
- Kumar P. y J. Narvekar. 2005. Seasonal variability of the mixed layer in the central Arabian Sea and its implication on nutrients and primary productivity. *Deep-Sea Res. II* 52: 1848-1861.
- Kumar P., M. Nuncio, N. Ramaiah, S. Sardesai, J. Narvekar, V. Fernandez y J. Paul. 2007. Eddy-mediated biological productivity in the Bay of Bengal during fall and spring intermonsoons. *Deep-Sea Res. I* 54: 1619-1640.
- Lara-Lara R. y C. Bazán-Guzmán. 2005. Distribución de clorofila y producción primaria por clases de tamaño en las costas del Pacífico mexicano. *Ciencias Marinas* 31(1a):11-21.

- Lavín M.F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V.M. Godínez, J. García. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res. Lett.* 33. L02601. doi: 02610.01029/02005glo24686.
- Lavin M.F., R. Castro, E. Beier, V.M. Godínez, A. Amador y P. Guest. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res.* 114, C02025, doi: 10.1029/2008JC004896.
- Letelier R., D. Karl, M. Abbott y R. Bidigare. 2004. Light driven seasonal patterns of chlorophyll and nitrate in the lower euphotic zone of the North Pacific Subtropical Gyre. *Limnol. Oceanogr.* 49: 508-519.
- López-Sandoval D.C., J.R. Lara-Lara, M.F. Lavín, S. Álvarez-Borrego y G. Gaxiola-Castro. 2009. Primary productivity observations in the eastern tropical Pacific off Cabo Corrientes, Mexico. *Ciencias Marinas* 35:169-182.
- Mann K.H. y J.R.N. Lazier. 1991. *Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-physical Interactions in the Oceans*. Blackwell Scientific Publications, Boston. 369 p.
- Marañón E., P.M. Holligan, M. Varela, B. Mouriño y A.J. Bale. 2000. Basin-scale variability of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I* 47: 825-857.
- Marra J. y R. Barber. 2005. Primary productivity in the Arabian Sea: A synthesis of JGOFS data. *Progress in Oceanography* 65: 159–175.
- Maske H., R. Cajal Medrano, A. Trasviña Castro, A. Jiménez Mercado, C. O. Almeda Jauregui, G. Gaxiola Castro y J. Ochoa. 2010. Inorganic carbon and biological oceanography above a shallow oxygen minimum in the entrance to the Gulf of California in the Mexican Pacific. *Limnol. Oceanogr.* 55(2): 481–491.
- Millán-Núñez R., S. Alvarez-Borrego y C. Trees. 1996. Relationship between deep chlorophyll maximum and surface chlorophyll concentration in the California Current system. *Calcofi Rep.* 37: 241-250.
- Miller C. 2004. *Ocean ecology and global climate change*. Biological Oceanography. Blackwell Science Ltd. Australia. 402 p.
- McClain C., S.R. Signorini y J.R. Christian. 2004 Subtropical gyre variability observed by ocean-color satellites. *Deep-Sea Res. II* 51: 281–301.
- McGillicuddy D. y A.R. Robinson. 1997. Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargaso Sea. *Deep-Sea Res.* 44(8):1427-1450.

McGillicuddy D., R. Johnson, D. Siegel, A. Michaels, N. Bates y A. Knap. 1999. Mesoscale variations of biogeochemical properties in the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res.* 104: 13,381-13,394.

McGillicuddy D., L. Anderson, N. Bates, T. Bibby, K.O. Buesseler, G. Carlson, C. Davis, C. Ewart, P. Falkowski, S. Goldthwait, D. Hansell, W. Jenkins, R. Johnson, V. Kosnyrev, J. Ledwell, Q. Li, D. Siegel y D. Steinberg. 2007. Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science* 316: 1021-1026. doi 10.1126/science.1136256

Monteiro P., A. Van der Plas, V. Mohrholz, E. Mabilhe, A. Pascall y W. Joubert. 2006. Variability of natural hypoxia and methane in a coastal upwelling system: Oceanic physics or shelf biology?. *Geophys Res. Lett.* 33. L16614. doi:10.1029/2006GL026234.

Monteiro P., A. Van der Plas, L. Mélice y P. Florenchie. 2008. Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean-shelf exchange, climate and ecosystem-state implications. *Deep-Sea Res. I* 55: 435-450.

Moore L., R. Goericke y S. Chisholm. 1995. Comparative physiology of *Synechococcus* and *Prochlorococcus*: influences of light and temperature on growth, pigments, fluorescence, and absorptive propriety. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 116: 259-275.

Moore L. y S. Chisholm. 1999. Photophysiology of the marine cyanobacterium *Prochlorococcus*: Ecotypic differences among cultured isolates. *Limnol. Oceanogr.* 44: 628-638.

Moore L., A. Post, G. Rocap y S. Chisholm. 2002. Utilization of different nitrogen sources by the marine cyanobacteria *Prochlorococcus* and *Synechococcus*, *Limnol. Oceanogr.* 47: 989-996.

Morales C., S. Hormazábal y J.L. Blanco. 1999. Interannual variability in the mesoscale distribution of the depth of the upper boundary of the oxygen minimum layer off northern Chile (18-24S): Implications for the pelagic system and biogeochemical cycling. *J. Mar. Res.* 57: 909-932.

Molina V., L. Farías, Y. Eissler, L.A. Cuevas, C.E. Morales y R. Escribano. 2005. Ammonium cycling under a strong oxygen gradient associated with the Oxygen Minimum Zone off northern Chile (~23°S). *Mar Ecol. Prog. Ser.* 288: 35-43.

Morrison J. M., L.A. Codispoti, S. Smith, K. Wishner, C. Flagg, W. Gardner, S. Gaurin, S. Naqvi, V. Manghnani, L. Prosperie y J. Gundersen. 1999. The oxygen minimum zone in the Arabian Sea during 1995. *Deep-Sea Res. II* 46: 1903-1931.

Mueller J. 2003. Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols. In: *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume III*. James L.

Mueller, Giuletta S. Fargion and Charles R. McClain, Editors. NASA/TM-2003-21621/Rev-Vol III. 350 p.

Nevison C., T.J. Lueker y R.F. Weiss. 2004. Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB1018, doi: 10.1029/2003GB002110.

Nelson N.B., D.A. Siegel y J.A. Yoder. 2004. The spring bloom in the northwestern Sargasso Sea: spatial extent and relationship with winter mixing. *Deep-Sea Res. II* 51: 987–1000.

Oschlies A., K.G. Schulz, U. Riebesell y A. Schmittner. 2008. Simulated 21st century's increase in oceanic suboxia by CO<sub>2</sub>-enhanced biotic carbon export. *Global Biogeochemical Cycles* 22. GB4008. doi:10.1029/2007GB003147.

Partensky F., W. Hess y D. Vaultot. 1999. *Prochlorococcus*, a Marine photosynthetic prokaryote of global significance. *Microb. Mol. Biol. Rev.* 63(1), 106-127.

Parsons T., M. Takahashi y B. Hargrave. 1977. *Biological Oceanographic Processes*. Second edition. Pergamon Press. Inglaterra.

Pennington T. y F. Chavez. 2000. Seasonal fluctuations of temperature, salinity, nitrate, chlorophyll and primary production at station H3/M1 over 1989-1998 in Monterey Bay, California. *Deep-Sea Res. II* 47: 947-973.

Pennington T., K.L. Mahoney, V.S. Kuwahara, D.D. Kolber, R. Calienes, F.P. Chavez. 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69: 285–317.

Platt T., S. Sathyendrenath, O. Ulloa, W. Harrison, N. Hoepffner y J. Goes. 1992. Nutrient control of phytoplankton photosynthesis in the Western North Atlantic. *Letters to Nature*. 356: 229-231.

Platt T., S. Sathyendranath y A. Longhurst. 1995. Remote Sensed of Primary Production in the ocean: promise and fulfilment. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 348: 191-202.

Platt T., C. Fuentes-Yaco y K. Frank. 2003. Spring algal bloom and larval fish survival. *Nature* 423: 398-399.

Pérez V., E. Fernández, E. Marañón, X.A.G. Morán, M.V. Zubkov. 2006. Vertical distribution of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic subtropical gyres. *Deep-Sea Research I* 53: 1616–1634.

Rixen T. e V. Ittekkot. 2005. Nitrogen deficits in the Arabian Sea, implications from a three component mixing analysis. *Deep-Sea Res. II* 52: 1879-1891.

- Ripa P. 1997. Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.* 27(5): 597–614. doi:10.1175/1520-0485
- Ripa P. 2002. Least squares data fitting. *Ciencias Marinas* 28(1): 79-105.
- Sabine C., R. Feely, N. Gruber, R. Key, K. Lee, J. Bullister, R. Wanninkhof, C. Wong, D. Wallace, B. Tilbrook, F. Millero, T. Peng, A. Kozyr, T. Ono y A. Rios. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science* 305: 367-371.
- Sakshaug E., A. Bricaud, Y. Dandonneau, P.G. Falkowski, D.A. Kiefer, L. Legendre, A. Morel, J. Parslow y M. Takahashi. 1997. Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results. *Journal of Plankton Res.* 19: 1637-1670.
- Sarmiento J. y N. Gruber (Eds.). 2005. *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press. 284 p.
- Silva N., N. Rojas y A. Fedele. 2009. Water masses in the Humboldt Current System: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile. *Deep Sea Res. II.* 56: 1004-1020.
- Siegenthaler U. y J.L. Sarmiento. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature.* 365:119-125.
- Siegluel D., D. J. McGillicuddy Jr. y E.A. Fields. 1999. Mesoscale eddies, satellite altimetry, and new production in the Sargasso Sea. *J. Geoph. Research.* 104(C6): 13,359 – 13,379.
- Siegluel D., D.B. Court, D.W. Menzies, P. Peterson, S. Maritorea y N.B. Nelson. 2008. Satellite and in situ observations of the bio-optical signatures of two mesoscale eddies in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res. II* 55: 1218– 1230.
- Sosa-Avalos, M. Martínez-Gaxiola y G. Gaxiola-Castro. 2005. Producción primaria medida por sensores remotos de color del oceano durante El Niño 1997/1998 La Niña 1999/2000. Recursos pesqueros y acuıcolas de Colima, Jalisco y Michoacán. Editor: Jiménez , M.C. 650 p.
- Soto-Mardones L., A. Pares-Sierra y R. Durazo. 2004. Ekman modulation of the sea-surface temperature on the Eastern South Pacific. *Deep-Sea Res. II* 51: 551–561.
- Steemann-Nielsen E. 1952. The use of the radioactive carbon (<sup>14</sup>C) for measuring organic production in the sea. *Journal du Conseil International pour l' Exploration de la mer.* 18: 117-140.

Stramma L., G. C. Johnson, J. Sprintall, V. Mohrholz. 2008. Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Science* 320: 655-658.

Strub T. y C. James. 2002. Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres. Part 1. Seasonal variability. *Progress in oceanography* 53: 163-183.

Thomas A.C. y P.T. Strub. 2001. Cross-shelf phytoplankton pigment variability in the California Current. *Cont. Shelf Res.* 21: 1157–1190.

Thomas A., F. Huang, P.T. Strub y C. James. 1994. Comparison of the seasonal and interannual variability of phytoplankton pigment in the Peru and California Current system. *J. Geophys. Res.* 99(C4): 7,355-7370.

Thomas A.C. y P.T. Strub. 1989. Interannual variability in phytoplankton pigment distribution during the spring transition along the west coast of North America, *J. Geophys. Res.* 94: 18,095-18,117.

Thomas A., T. Strub, M. Carr, y R. Weatherbee. 2004. Comparisons of chlorophyll variability between the four major global eastern boundary currents. *Int. J. Remote Sensing.* 25 (7-8): 1443-1447.

Torres-Orozco E., A. Trasviña, A. Muhlia-Melo y S. Ortega-García. 2005. Mesoscale dynamics and yellowfin tuna catches in the Mexican Pacific. *Ciencias Marinas* 31: 671-683.

Tsuchiya M. y L. Talley. 1998. A Pacific hydrographic section at 88°W water-property distribution. *J. Geophys. Res.* 103(C6): 12,899-12,918.

Venrick E.L., J.A. McGowan y A.W. Mantyla. 1973. Deep maxima of photosynthetic chlorophyll in the Pacific Ocean. *Fish. Bull.* 71: 41-52.

Venegas R., P.T. Strub, E. Beier, R.M. Letelier, A.C. Thomas, T. Cowles, C. James, L. Soto-Mardones y C. Cabrera. 2008. Satellite-derived variability in chlorophyll, wind stress, sea surface height, and temperature in the northern California Current System. *J. Geophys. Res.* 113, C03015, doi:10.1029/2007JC004481.

Voss M., J.W. Dippner y J.P. Montoya. 2001. Nitrogen isotope patterns in the oxygen-deficient waters of the Eastern Tropical North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. I* 48: 1905-1921.

Ward B., C. Tuit, A. Jayacumar, J. Rich, J. Moffett, S.W.A. Naqvi. 2008. Organic carbon, and not copper, controls denitrification in oxygen minimum zones of the ocean. *Deep-Sea Res. I* 55: 1672-1683.

Willet C., R.R. Leben y M.F. Lavín. 2006. Eddies and Tropical Instability Waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69: 218–238.

Whyte A., Y.H. Spitz y R.M. Letelier. 2007. What factors are driving summer phytoplankton blooms in the North Pacific Subtropical Gyre?. *J. Geophys. Res.* 112, C12006, doi:10.1029/2007JC004129.

Whytne F., H.J. Freeland y M. Robert. 2007. Persistently declining oxygen levels in the interior waters of the eastern subarctic Pacific. *Progress in Oceanography* 75: 179-199.

Wyrski K. 1962. The Oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Res.* 9:11-23.

Wyrski K. 1965. Surface currents of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Inter Am. Trop. Tuna Comm. Bull.*, IX, 269-304.

Wyrski K. 1967. Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. Limnol.* 1: 117-147.

Zamudio L., E.H. Hurlburt, E.J. Metzger y C.E. Tilburg. 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico. *J. Geophys. Res.* 112, C05048. doi: 10.1029/2006jc004018.

Zeitzschel B. 1969. Primary productivity in the Gulf of California. *Mar. Biol.* 3: 201–207.

**Lista de páginas web**

<a href="http://www.aviso.oceanobs.com/">http://www.aviso.oceanobs.com/</a>	Mayo 2008
<a href="http://www.nodc.noaa.gov/">http://www.nodc.noaa.gov/</a>	Mayo 2008
<a href="ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/">ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/</a>	Marzo 2007
<a href="http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/table.htm/">http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/table.htm/</a>	Marzo 2007
<a href="http://www.pfel.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling.html/">http://www.pfel.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling.html/</a>	Marzo 2009
<a href="http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/MODISA/">http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/MODISA/</a>	Marzo 2007