

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

MAESTRÍA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

**Regiones y microregiones dinámicas del Golfo de  
California en el área de las grandes islas**

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
**MAESTRO EN CIENCIAS**  
PRESENTA:  
FRANCISCO JAVIER FLORES DE SANTIAGO

Ensenada, Baja California. Noviembre, 2007

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

MAESTRÍA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

**Regiones y microregiones dinámicas del Golfo de  
California en la zona de las grandes islas**

**TÉSIS QUE PRESENTA:**

**FRANCISCO JAVIER FLORES DE SANTIAGO**

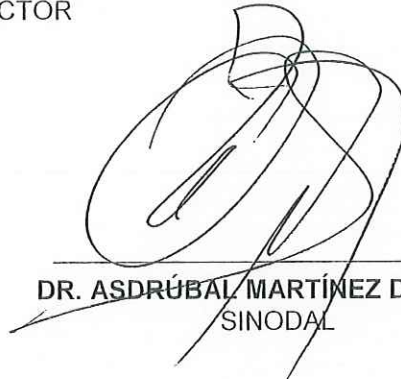
**APROBADA POR:**



**DR. EDUARDO SANTAMARÍA DEL ÁNGEL**  
DIRECTOR



**DRA. ADRIANA GONZÁLEZ SIERRA**  
SINODAL



**DR. ASDRÚBAL MARTÍNEZ DÍAZ DE LEÓN**  
SINODAL

## Dedicatoria

*A mi madre*

*Padre*

*y hermano*

*You know what you are supposed to do to meet a mermaid?  
you go under the bottom of the sea  
where the water isn't even blue any more  
and the sky is only a memory  
and you float there ... in the silence  
and you stay there...  
and you decide... that you'll die for them  
only then, they start coming out  
they come and they greed you and  
they judge the love you have for them  
if it's sincere... if it's pure  
they'll be with you  
and take you away forever....*

*The Big Blue*

## Agradecimientos

A mi padre por darme todo en esta vida, por influir en mi dedicación a la ciencia desde muy temprana edad, enseñarme a respetar al mar y proporcionarme la beca "Fam. Flores-deSantiago para la superación de la ciencia en México".

A mi madre, muchas gracias por haberme apoyado en toda mi vida y ser siempre mi consejera para poder salir adelante. Gracias por las largas horas en el teléfono, por brindarme apoyo incondicional y hacerme ver mis errores, y sobre todo por estar ahí cuando más te necesité.

A la Facultad de Ciencias Marinas por ser mi segunda casa y brindarme toda la preparación profesional en estos siete años.

Al Dr. Eduardo Santamaría del Ángel por aceptarme como su estudiante de maestría, haberme ayudado con sus múltiples aportaciones, brindarme tiempo cuando tenía dudas y abogar por mí en los diversos cursos para mi preparación durante mi posgrado.

A la Dra. Adriana González Silvera por sus comentarios en el mejoramiento de este trabajo, brindarme los cursos de " Producción Primaria" y "Bio-óptica Marina", y ayudarme con el resumen y la publicación para SPIE Optics & Photonics.

Al Dr. Asdrúbal Martínez por el curso de "Sensores Remotos".

Al Dr. John Kovacs por haberme ofrecido el curso "Remote Sensing of the Environment" en la universidad de Nipissing, Ontario, Canada, invitarme como su asistente en las salidas de campo, y por estos diez años de amistad.

Al Dr. Eduardo Millán Núñez por haberme brindado su ayuda en múltiples aspectos, tanto académicos como fuera de la institución durante estos últimos años.

A la Dra Irma Soria por haberme apoyado con los gastos en el congreso nacional del Mar de Cortés y el internacional de SPIE Optics & Photonics.

A la familia Millán Aguiñaga por haberme adoptado y aceptarme como parte de su familia en estos últimos años. En especial a Natalie Millán por haberme ofrecido años maravillosos de mi vida que nunca olvidare y apoyarme en ver la vida de otra manera.

Al Dr. Jorge de la Rosa Vélez y familia por haberme ofrecido alojamiento al inicio de mis estudios tanto de licenciatura como de posgrado.

A mis compañeros de la carrera de oceanología "2000-2004", en especial a Karina, Juanjo; Roger.

A mis compañeros de Maestría, muy especialmente a Monse, Gaby, Ada y Constanza por soportar mi forma tan difícil de ser y brindarme apoyo.

A mis compañeros de cubo Beto, Claudia, Edith, Arturo, Astrid, Leslie, Carlos, Gandhi, Brenda, Ulises por la convivencia diaria.

A Jorge López Calderón por ayudarme con la programación de los algoritmos.

A mis profesores de maestría por haberme instruido en los diversos ámbitos de la ciencia, muy en especial al Dr. Francisco Delgadillo, Dr. Miguel Téllez, Dr. Casian, Dr. Carlos Torres, Dr. Zertuche y Dr. Rafael Walls.

A las secretarías de la Facultad de Ciencias Marinas por haber soportado todas las veces que preguntaba lo mismo y estaba molestándolas con mis múltiples requisitos.

Al grupo de exploración y montañismo "Baja Vertical" por haberme instruido en este maravilloso deporte de aventura, muy en especial a Juan Flores por la travesía al "Picacho del Diablo".

Al grupo del laboratorio de "Ecosistemas Costeros" en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología en Mazatlán por las múltiples salidas a campo.

Y finalmente al CONACyT por haberme otorgado la beca 198885 para la realización de mi posgrado.

# Regiones y microregiones dinámicas del Golfo de California en la zona de las grandes islas

## Resumen

Debido a sus condiciones oceanográficas, el Golfo de California es uno de los mares semi-cerrados más productivos del planeta. En especial la zona de las Grandes Islas, esta caracterizada por altas concentraciones de biomasa fitoplanctónica, que son resultado de la alta Energía Cinética Turbulenta (TKE) presente, la cual fertiliza la zona eufótica por medio de mezcla por marea, surgencias y forzamientos del viento. Con la finalidad de delimitar zonas con fluctuaciones similares, se utilizó una regionalización dinámica, basada en análisis numérico de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO), con imágenes de Temperatura Superficial del Mar (SST) y clorofila-a (Chl) a una resolución de 1km, derivados del sensor MODIS-Aqua, para los años 2003-2006. Series de tiempo para quince estaciones fueron generadas para definir condiciones de verano e invierno en mareas vivas. Para explorar la existencia de patrones en estos escenarios, se escogió una semana por condición, la cual contara con el mayor número posible de días con imágenes. Para todos los años, en condiciones de verano-mareas vivas los procesos físicos ocasionaron una región con aguas frías (27 °C) en el Canal de Ballenas, al igual que Chlas mesotróficas de  $2 \text{ mg m}^{-3}$ , y por medio de la circulación oceánica de la temporada, estas propiedades fueron transportadas hacia la costa de Sonora e isla Tiburón. Un proceso similar de fertilización ocurrió en el invierno, donde las regiones con Chlas más altas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) provenientes de la costa de Sonora, fueron transportadas hacia el oeste hasta la costa de la isla Ángel de la Guarda y Baja California por medio de giros ciclónicos. Por lo tanto existe una interacción en la fertilización de ambas costas tanto en invierno como en verano. El análisis de las FEO es una herramienta numérica importante, la cual puede ser utilizada para separar regiones con diferentes condiciones oceanográficas en zonas con alta TKE, como lo fue la zona de las grandes islas. En general, la isocinta del "score" cero puede ser utilizada como el mejor indicador de los desplazamientos diarios de las diferentes masas de agua con base en las variables utilizadas como la Cha y SST.

## Índice

Dedicatoria .....	II
Agradecimientos .....	III
Resumen .....	V
Lista de Tablas .....	VII
Lista de Figuras .....	VIII
1. Introducción .....	1
2. Objetivo .....	4
3. Área de estudio .....	4
4. Método .....	7
5. Resultados .....	9
5.2. Series de tiempo para las ondas de marea. ....	12
5.3 Imágenes MODIS-Aqua para el área de las Grandes Islas .....	12
5.3.1 Verano mareas vivas .....	12
5.3.2 Invierno mareas vivas .....	14
5.3.3. Invierno mareas muertas .....	15
5.4 Canal de Ballenas .....	21
5.4.1 Verano mareas vivas .....	21
5.4.2 Invierno mareas vivas .....	26
5.4.3 Invierno mareas muertas .....	31
5.5. Diagramas Hovmöeller para el Canal de Ballenas .....	33
6. Discusión .....	36
7. Conclusiones .....	45
8. Referencias .....	46

## Lista de Tablas

TABLA I. Número de imágenes de Chla y SST por año .....	7
---	---

## Lista de Figuras

<b>FIG 1.</b> Topografía de la zona de las Grandes Islas .....	5
<b>FIG 2.</b> Serie de tiempo de SST (a) y Chla (b), para las 15 estaciones de muestreo .....	10
<b>FIG 3.</b> Series de tiempo de Chla para cuatro estaciones representativas de la zona de las Grandes Islas .....	11
<b>FIG 4.</b> Series de tiempo de las ondas de marea semanales para las condiciones seleccionadas .....	13
<b>FIG 5.</b> Imágenes de Chla y SST para los años 2003 y 2004 en condiciones de verano marea viva .....	16
<b>FIG 6.</b> Imágenes de Chla y SST para los años 2005 y 2006 en condiciones de verano marea viva .....	17
<b>FIG 7.</b> Imágenes de Chla y SST para los años 2003 y 2004 en condiciones de invierno marea viva .....	18
<b>FIG 8.</b> Imágenes de Chla y SST para los años 2005 y 2006 en condiciones de invierno marea viva .....	19
<b>FIG 9.</b> Imágenes de Chla y SST para los años 2003 y 2004 en condiciones de invierno marea muerta .....	20
<b>FIG 10.</b> Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para el verano en condiciones de marea viva .....	22
<b>FIG 11.</b> Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para el verano en condiciones de marea viva .....	23
<b>FIG 12.</b> Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para el verano en condiciones de marea viva .....	24
<b>FIG 13.</b> Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para el verano en condiciones de marea viva .....	25
<b>FIG 14.</b> Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para el invierno en condiciones de marea viva .....	27

<b>FIG 15.</b> Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para el invierno en condiciones de marea viva .....	28
<b>FIG 16.</b> Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para el invierno en condiciones de marea viva .....	29
<b>FIG 17.</b> Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para el invierno en condiciones de marea viva .....	30
<b>FIG 18.</b> Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para el invierno en condiciones de marea muerta .....	32
<b>FIG 19.</b> Diagramas Hovmöeller de Chla para el Canal de Ballenas .....	34
<b>FIG 20.</b> Diagramas Hovmöeller de SST para el Canal de Ballenas .....	35

## 1. Introducción

Los estudios sobre la interacción entre los procesos físicos y la biomasa fitoplanctónica, son uno de los trabajos más importantes en estos días. En escala global, el estudio de esta interacción puede simplificarse con el uso de una clasificación en Provincias Biogeográficas (Longhurst et al., 1995), las cuales dividen al océano en áreas con diferentes procesos físicos, biológicos y químicos.

Estas divisiones están afectadas por la Energía Cinética Turbulenta (TKE), la cual agrupa a todos los procesos advectivos que de alguna manera contribuye a la organización vertical de la columna de agua, la cual afecta la dinámica de la zona (Santamaría-del-Ángel et al., 1992). Estos procesos pueden ser los ciclos de mareas (Santamaría-del-Ángel y Millán-Núñez, 1991), viento (Sournia et al., 1987), surgencias (Farfán y Álvarez-Borrego, 1983), inversiones térmicas (Campos y Mariño, 1984) presencia de afluentes de agua dulce (Jegadeesan y Ayyakkannu, 1986), rompimiento de ondas internas (Lluch-Cota, 2000) e incluso saltos hidráulicos (Lluch-Cota, 2000).

El estudio de la dinámica de la biomasa fitoplanctónica, es de gran importancia debido a que reflejan tanto de formas directas como indirectas, la evaluación de los recursos marinos, que pueden ser utilizados por el hombre. Como es el caso de la concentración de clorofila-a (Chla), la cual tiene una relación directa con las pesquerías de importancia económica (Bogorov, 1957).

Las regionalizaciones marinas pueden tomar en consideración las variaciones espacio temporales de la biomasa fitoplanctónica (González-Silvera et al., 2006). Estas provincias biogeográficas dividen al océano en regiones, las cuales son áreas con diferentes características físicas, químicas y biológicas (Longhurst et al., 1995), esta aproximación supone que en ecosistemas pelágicos, las tasas de los procesos ecofisiológicos y biogeoquímicos, en particular la fotosíntesis, están bajo el control de las variables físicas que contribuyen a la TKE del lugar.

Por lo anterior, la TKE influye en las condiciones ambientales que determinan: los procesos de florecimiento de especies fitoplanctónicas; la magnitud del flujo de nutrientes a la zona fótica; la tasa de mezcla vertical y por consiguiente la tasa de fotoadaptación; la estratificación de la columna de agua y la distribución vertical de pigmentos fotosintéticos (Platt et al., 1995).

Los trabajos sobre esta relación se pueden hacer en dos formas; por medio de estudios "*in situ*" y mediante datos de imágenes de satélites. Estudios "*in situ*" sobre el efecto de la TKE en la distribución espacial de la Chla, fueron realizados por Santamaría-del-Ángel et al. (1992), muy cerca de Bahía de los Ángeles en la costa este de Baja California (BC). En este

la TKE fue representada únicamente por las condiciones de mezcla por mareas en flujo y reflujó. Los resultados muestran una relación directa entre la pendiente suave del fondo y las altas concentraciones de Chla, sin embargo, en las condiciones de flujo la relación es inversa. Esto sugiere que la mayor concentración de la Chla se debe, a un simple proceso mecánico de acumulación en las zonas donde las características morfológicas del lugar ocasionan que se atenúe la TKE.

Otros trabajos, sobre la relación entre la TKE y la biomasa fitoplanctónica, pero por medio de aproximaciones con imágenes de satélite, fueron llevados a cabo por Santamaria-del-Ángel et al. (1994a), en donde, por medio de composiciones semanales del Coastal Zone Color Scanner (CZCS) de 4X4 Km/píxel de resolución espacial, se generaron series de tiempo de 33 estaciones en el Golfo de California (GC), con la finalidad de explorar la posibilidad de los efectos de la secuencia del fenómeno El Niño y no-El Niño en la biomasa fitoplanctónica. Para lo anterior, se marcó un índice de la TKE en el GC, este índice se obtuvo de la interpolación de los componentes semidiurnos de la marea, a los cuales se les aplicó una regresión lineal con el índice de potencia relativa (RPI), el cual nos da una medida de la asociación de las anomalías negativa con el fenómeno de El Niño. En este estudio se encontró un valor bajo de TKE en la boca del golfo, el cual indica que El Niño ocasionó anomalías negativas de pigmentos, por lo que se produjeron altos valores de RPI, esto es debido a que no existe una fuerte mezcla vertical en esta zona. Por el contrario, se encontró un índice alto de TKE en el Canal de Ballenas y alto golfo, en donde el evento El Niño contribuyó en menor medida a la creación de anomalías negativas, y fueron producidos valores bajos de RPI. Con esto se probó que las imágenes del CZCS son adecuadas para generar series de tiempo y poder describir la variación interanual.

En general, la regionalización con datos "*in situ*" es una empresa a muy alto costo y que toma mucho tiempo, como es caso de los programas CalCOFi (California Cooperative Oceanic Fisheries, USA) e IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California, México), los cuales abarcan el área de la Corriente de California, tanto en la parte mexicana como de Estados Unidos de Norteamérica. Algunos trabajos de regionalización, fueron realizados por Millán-Núñez et al. (1996), quienes utilizaron la base de datos CalCOFi para desarrollar un modelo que estima el perfil de Chla a partir de su concentración superficial. Donde dividieron el área en tres regiones (California Central, Sur de California y Baja California) con subregiones costeras y oceánicas para cada una de las zonas.

En lugares donde no existen programas de monitoreo "*in situ*" de las condiciones oceanográficas en intervalos de tiempo largos, se pueden regionalizar zonas amplias, al utilizar datos derivados de las observaciones de sensores remotos, como la temperatura superficial del

mar (SST), elevación del nivel del mar, esfuerzo de viento y concentración de Chla, los cuales tienen una periodicidad constante y abarcan sinópticamente un área grande.

Estudios sobre regionalización oceánica por medio de imágenes de satélite, se han llevado a cabo por varios autores, Santamaría-del-Ángel et al. (1994b) utilizaron composiciones semanales de concentraciones de pigmentos del CZCS y SST del Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), desde Noviembre de 1978 a Junio de 1986 con 4X4 km<sup>2</sup> de tamaño de pixel. Se generaron series de tiempo en 33 estaciones a lo largo del GC y por medio de Análisis de Componentes Principales (PCA) pudieron dividir el área en 14 regiones. Estas regiones tienen características propias y abarcan comunidades biológicas específicas, además se identificaron eventos de surgencia en zonas particulares a lo largo de las temporadas. Dentro de las 14 regiones, la zona del Canal de Ballenas, entre la isla Ángel de la Guarda y BC, al igual que el alto golfo, siempre aparecieron como regiones distintivas con altas concentraciones de Chla.

Un estudio más reciente por González-Silvera et al. (2004), utilizaron composiciones mensuales de concentración de pigmentos del sensor CZCS y SST del sensor AVHRR desde enero de 1982 a mayo de 1986 con 18 km de resolución de pixel, y realizaron una regionalización con 152 estaciones de muestreo en el Océano Atlántico Suroeste basado en el mismo principio propuesto por Santamaría-del-Ángel et al. (1994d). La validación se realizó con composiciones mensuales de concentración de Chla del sensor Sea-viewing Wide Field of view Sensor (SeaWiFS) desde septiembre de 1997 a abril de 2002 con 9 km de resolución de pixel y por medio de PCA, análisis de cluster y factorial. Sus resultados contribuyeron a la idea de que imágenes de color del océano son una apropiada herramienta para la regionalización de los océanos.

Un estudio posterior por González-Silvera et al. (2006), donde utilizaron composiciones mensuales de imágenes de color del océano de los sensores Ocean Color and Temperature Scanner (OCTS) y SeaWiFS desde noviembre de 1996 a junio de 2003 con 9 Km/pixel de resolución espacial, al igual que SST del AVHRR en el mismo periodo, para evaluar la variabilidad temporal y espacial del sistema de corriente Brasil-Malvinas y la pluma del Río de la Plata, y por medio de un PCA los resultados se utilizaron para identificar y seguir desplazamientos de frentes.

Debido a su importancia oceanográfica, la zona de las grandes islas (GI) de Ángel de la Guarda y Tiburón (Fig. 1), es un área de gran efecto de mezcla en el GC debido a procesos que generan TKE, como fuertes corrientes de marea (Simpson et al., 1994), rompimiento de ondas internas, y muy posiblemente saltos hidráulicos (Lluch-Cota, 2000). Estos procesos causan un efecto neto de transportar aguas frías y ricas en nutrientes hacia la superficie la mayor parte del año (Álvarez-Borrego, 2002), esto produce zonas de alta concentración de Chla ( $> 2 \text{ mgm}^{-3}$ ) en esta área, incluso durante la época de verano (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2004). Una región particular dentro de las GI, consiste en el Canal de Ballenas, la cual presenta la mayor dinámica principalmente por los fenómenos de marea (Muñoz-Barbosa, 1989; Paden et al., 1991; Martínez-Sepúlveda, 1994; Argote et al., 1995; Bustos-Serrano et al., 1996; Rivera-Díaz, 1998; Torres-Delgado, 2004; Martínez-Díaz-de-León et al., 2006).

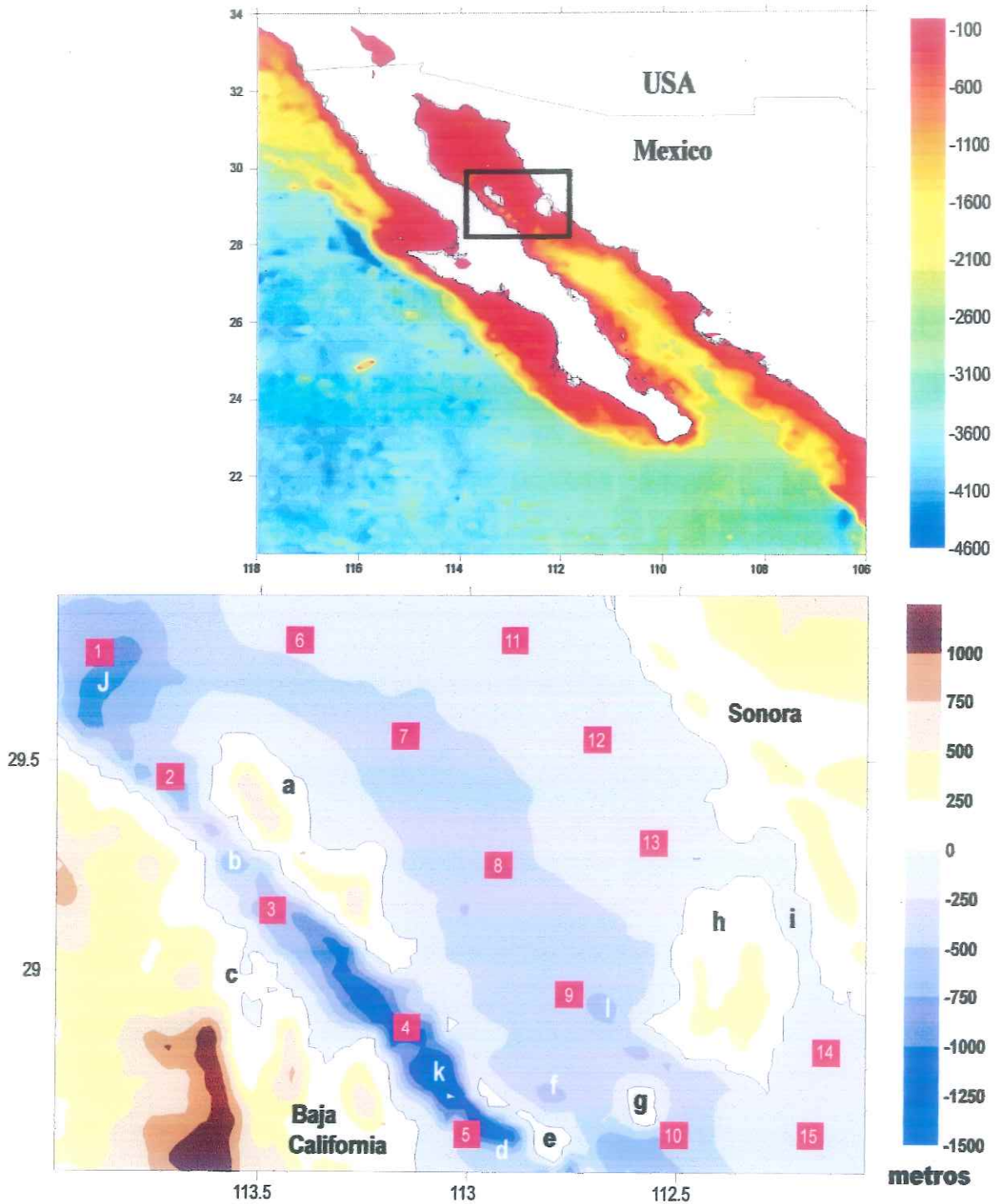
En este trabajo se plantea una regionalización dinámica de la zona de las GI, al tomar en consideración variables como la Chla y SST provenientes de datos de sensores remotos. Como parte de una aproximación en menor escala, aunado a la regionalización, se pretende identificar estructuras en micro escala, las cuales llamaremos microregiones, por medio de un análisis de la variabilidad de una de las regiones que presente la mayor dinámica, bajo la misma metodología empleada para las regiones biogeográficas.

## 2. Objetivo

Identificar regiones dinámicas en la zona de las Grandes Islas y micro-regiones dinámicas dentro del Canal de Ballenas, basadas en análisis numérico entre parámetros de respuesta física, como la SST, y respuestas biológicas, como la Chla con base en productos espectralradiométricos del Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS-Aqua).

## 3. Área de estudio

El noroeste del GC muestra espectaculares fenómenos de mareas, con un intervalo mayor a siete metros durante mareas de primavera en el alto golfo y mayores a cuatro metros en el área de las GI, donde la tasa de disipación de energía es grande (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2004). En general la mezcla por mareas juega un rol importante en la estructura hidrográfica vertical del norte del golfo (Álvarez-Borrego, 1983). Badan-Dangon et al. (1985) utilizaron imágenes de satélite, específicamente en la banda infrarroja, y describieron procesos bien definidos en mesoescala los cuales resultaron de la mezcla por mareas y el esfuerzo del viento. La más relevante estructura consistió en una zona de agua fría persistente a lo largo de la parte oeste de la isla Ángel de la Guarda extendiéndose a través del Canal de Ballenas.



**Figura 1.** Topografía de la zona de las Grandes Islas. Los números en los cuadros rojos representan las estaciones utilizadas en las series de tiempo de SST y Chla. Las letras indican los rasgos geográficos o localidades mencionadas en el texto: a) Isla Ángel de la Guarda, b) Canal de Ballenas, c) Bahía de los Ángeles, d) Canal de Salsipuedes, e) Isla San Lorenzo, f) Canal de San Esteban, g) Isla San Esteban, h) Isla Tiburón, i) Canal del Infiernillo, j) Cuenca Delfín, k) Umbral San Lorenzo, l) Umbral San Esteban.

El Canal de Ballenas es una porción estrecha con 130 km de longitud y un intervalo de profundidades de 1000 a 1600 metros. Está constituido por una separación del orden de 25 km entre la península y las islas Ángel de la Guarda y San Lorenzo. Lo delimita en su parte norte una construcción lateral con una profundidad máxima de 600 m, cerca del extremo norte de la isla Ángel de la Guarda, y en su parte sur, el Umbral de San Lorenzo el cual tiene una profundidad de 1500 m, la cual limita la circulación del agua profunda entre el Canal de Ballenas y la parte sur del GC (Álvarez-Borrego, 1983; Lozano-Oaxaca, 1990).

La topografía del Canal de Ballenas es muy irregular y el agua en la cuenca proviene de la mezcla por fuertes corrientes de marea entre la superficie y la profundidad del canal. Las características más sobresalientes del canal son sus altas temperaturas, salinidades y concentración de oxígeno a grandes profundidades. Durante los meses de invierno la estabilidad de las capas superiores es débil y limita la convección de agua fría y de alta salinidad. En cambio, durante el verano la termoclina en el Canal de Ballenas está bien desarrollada como en cualquier localidad del sur del Golfo (Roden, 1964).

Las características hidrográficas de la cuenca Tiburón entre la isla Ángel de la Guarda y la Isla Tiburón son muy similares a las del Canal de Ballenas, con valores de salinidad, oxígeno y temperatura muy similares para las mismas profundidades. Sin embargo, la profundidad máxima es de sólo 550 m, y su comunicación es más abierta con el sur del GC que la del Canal de Ballenas (Álvarez-Borrego y Gaxiola-Castro, 1988).

El Canal de Salsipuedes, ubicado al sur del Canal de Ballenas y entre la isla San Lorenzo y la costa de BC, es donde se presentan las mayores profundidades del orden de 1500m. El Canal de San Esteban se localiza entre las islas San Esteban y San Lorenzo y su profundidad no excede los 800 m. El último canal, llamado Del Infiernillo se sitúa entre la isla Tiburón y la costa de Sonora, es somero y angosto y no participa notablemente en la circulación del Golfo (Roden, 1964).

Existe también la presencia de un salto hidráulico en la zona del canal de San Esteban (Pade et al., 1991) el cual podría contribuir en gran parte a la mezcla del área, y actuar como un generador de ondas internas. Otro factor, consiste en el rompimiento de ondas internas con una amplitud del orden de 50 m, las cuales son fuentes de mezcla importantes en cada ciclo mareas dentro del GC (Lluch-Cota, 2000).

## 4. Método

Se realizaron composiciones diarias, a partir de aproximadamente tres pases de imágenes de satélite de color del océano y temperatura, a una resolución especial de 1 km de tamaño de píxel, las cuales fueron adquiridas para el área de estudio a partir del espectroradiómetro MODIS-Aqua, para el periodo de Enero de 2003 a Diciembre de 2006. Las imágenes de Chla y SST fueron re proyectadas a una misma escala de 215 km (longitud) y 151 km (latitud) para un total de 32465 pixeles por imagen. Todos los pixeles de cada imagen de Chla fueron procesados por medio del algoritmo OC3M ( $\text{mg Chla m}^{-3}$ ), y en el caso de las imágenes de SST se utilizó el algoritmo SST4 ( $^{\circ}\text{C}$ ). Ambos derivados del programa de procesamiento de la NASA SeaDAS ver. 5.

De las 365 imágenes por año (366 en 2004), se seleccionaron únicamente aquellas que su pase fuera el más óptimo y no presentaran nubosidad, debido a que el sensor no es capaz de detectar valores en estas condiciones (Tabla I).

Como primera aproximación para caracterizar la estacionalidad de la zona, y poder agrupar meses del año con condiciones extremas, se realizaron series de tiempo de imágenes diarias de SST y Chla para 15 estaciones de muestreo ubicadas a lo largo del área de estudio (Fig. 1).

TABLA I. Número de imágenes de Chla y SST por año.

Años	Chla	SST
2003	250	250
2004	215	215
2005	204	204
2006	245	245
Totales	914	914

Una vez agrupados los meses donde coexistieran valores extremos de ambas variables (Chla y SST), se seleccionaron dentro de estos bloques de datos, aquellos intervalos de tiempo donde se presentaran cambios de marea abrupta, como son las fluctuaciones de marea viva – muerta. Para la serie de tiempo de marea, se utilizó el programa MarV07 distribuido gratuitamente por el CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada). Los datos fueron adquiridos a partir del armónico  $M_2$  de la marea con una resolución temporal de una hora para la zona de Bahía de los Ángeles (BLA).

Para explorar la existencia de patrones y poder caracterizar numéricamente las fluctuaciones diarias entre la Chla y la SST, se seleccionaron aquellas semanas (6 – 8 días) donde se presentaran las condiciones de valores extremos de Chla y SST aunado a las condiciones de marea viva – muerta. Cada una de las imágenes fue localizada en tiempo dentro de la onda de marea.

La SST y la Chla describen procesos oceanográficos diferentes, por tal motivo se utilizó un análisis numérico de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO), con la finalidad de obtener la mayor combinación numérica de estas variables. Este análisis resulta de distribuir la varianza total en un conjunto de datos nuevos con la combinación de las variables originales, a través de una serie de patrones ortogonales. Los análisis de FEO se aplican típicamente a datos oceanográficos y de a otras ciencias geofísicas, en las cuales las variables originales pueden ser observaciones en series de tiempo para localidades específicas (Preisendorfer, 1988).

El propósito de un análisis de FEO consiste en encontrar la representación más óptima de cualquier conjunto de datos complejos y analizar la secuencia temporal o espacial en un área grande. Para lo anterior, la FEO encuentra la mejor combinación lineal de los componentes de las variables originales; esto consiste en el primer componente, el cual explica la mayor variabilidad (Preisendorfer, 1988, Santamaría-del-Ángel et al., 1994).

En el caso de nuestro estudio, se creó una matriz de datos con cada una de las imágenes representativas de las condiciones de marea viva – muerta en invierno y verano. Las variables de Chl y SST fueron previamente estandarizadas entre -1 y +1, posteriormente fueron agrupadas en latitud, longitud, Chla y SST, para cada uno de los píxeles válidos de cada imagen. La tierra y las pocas nubes fueron descartadas.

El análisis de componentes resultó en una matriz de eigenvalores y de "scores". Los eigenvalores mostraron la significancia de cada uno de los componentes ( $>1$ ), y en el caso de estudio, se utilizó el primer componente (FEO1) por explicar la mayor variabilidad del conjunto de datos originales y ser siempre significativo (Santamaría-del-Ángel et al., 1994). Los valores numéricos de la matriz de los "scores" del FEO1, fueron acotados entre -1 y +1. Posteriormente con la finalidad de poder determinar la variabilidad espacial, se graficaron los "scores" simultáneamente sobre las imágenes de Chla y SST.

Como caso particular en el Canal de Ballenas, y con la finalidad de analizar su variabilidad interna, se realizó el análisis numérico de las FEO entre la Chla y la SST, para cada una de las imágenes representativas previamente agrupadas, pero únicamente con los píxeles correspondientes al Canal de Ballenas.

Con el propósito de observar patrones de desplazamiento interanuales a lo largo del Canal de Ballenas, se realizaron diagramas Hovmöeller de la Chla y SST a partir de un

transecto longitudinal de 110 km en el Canal de Ballenas, el cual comenzó en la Cuenca Delfín en el Norte y terminó en el Umbral San Lorenzo en el Sur.

## 5. Resultados

### 5.1. Series de tiempo para SST y Chla.

La variabilidad temporal registrada para la SST en las 15 estaciones (Fig. 2a), mostró un patrón similar durante el periodo de 2003 - 2006, con valores mayores a 30 °C en los meses de Julio – Septiembre, los cuales corresponden a la época cálida, y menores a 20 °C durante la época fría en los meses de Diciembre – Febrero.

Por su parte, la Chla (Fig. 2b) se clasificó en oligotrófica ( $< 0.02 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ), mesotróficas ( $> 0.02$  y  $< 2.0 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ), eutróficas ( $> 2.0$  y  $< 10 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) e hipertróficas ( $> 10 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ). En general la Chla mostró una mayor variabilidad en comparación con la SST, sin embargo, se registraron en general condiciones mesotróficas ( $< 2 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) durante la época cálida y eutróficas e hipertróficas ( $5 - 15 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) en la época fría. Con base a estos resultados, se seleccionaron a los bloques representativos como los meses de invierno y verano, por presentar una estacionalidad muy marcada.

Al analizar las series de tiempo de Chla para cada una de las 15 estaciones (Fig. 3), se encontró que dentro de la zona de las GI prevalecen comportamientos diferentes, como es el caso de algunas zonas representativas como el Canal de Ballenas (est. 3), donde se presentaron eventos de condiciones eutróficas ( $> 6 \text{ mg m}^{-3}$ ) por un lapso de varias semanas, e incluso condiciones hipertróficas ( $13 - 15 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) principalmente en los meses de primavera e invierno. En la Zona Norte (est. 6) se presentaron concentraciones más bajas que la estación anterior ( $< 4 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) la mayor parte del año, con eventos escasos con concentraciones mayores ( $> 6 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) en primavera e invierno pero de corto periodo, y veranos muy marcados con condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ). En la Zona Central (est. 9) se observan las mismas características que en la zona anterior, pero con una mayor variabilidad durante los meses de verano, e incluso presentó condiciones hipertróficas ( $13 - 15 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) de corto periodo en primavera. Finalmente una zona al sur (est. 15), con eventos de concentraciones altas ( $> 8 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) en primavera e invierno, pero veranos marcados con condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y de largo periodo.

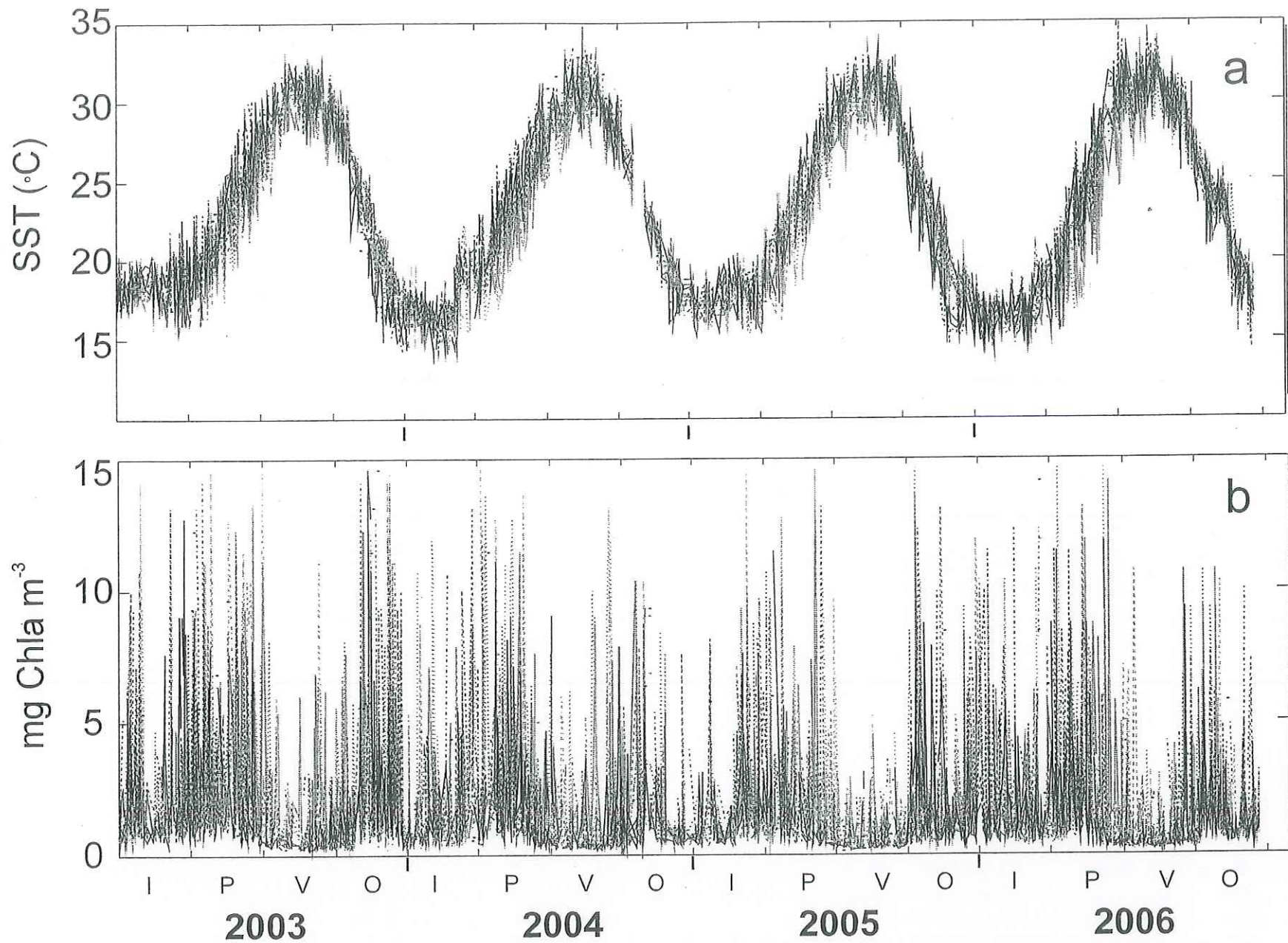
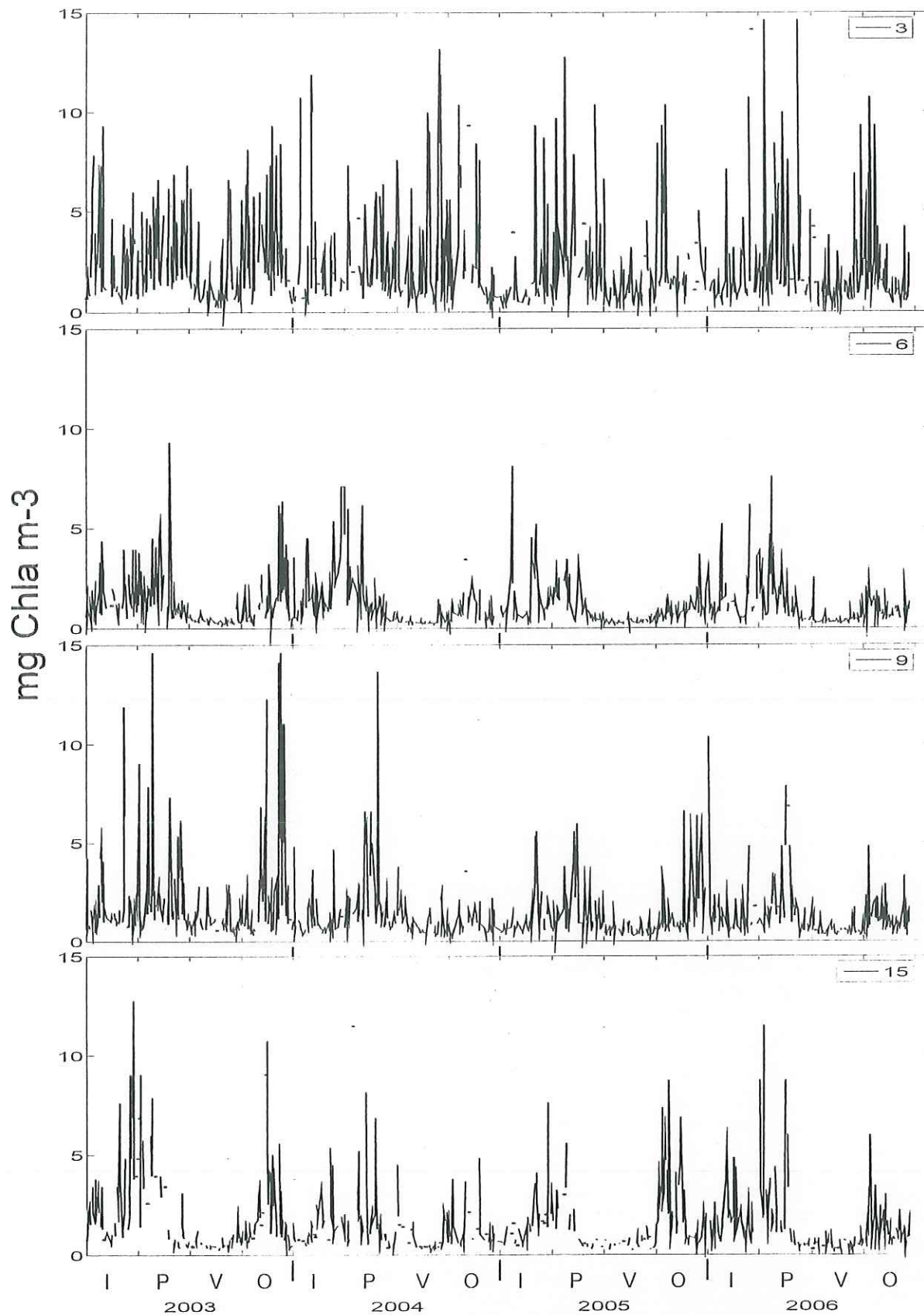


FIGURA 2. Serie de tiempo de SST (a) y Chla (b), para las 15 estaciones de las GI. Invierno (I), primavera (P), Verano(V), Otoño(O).



**Figura 3.** Series de tiempo de Chl a para cuatro estaciones representativas de la zona de las Grandes Islas. Invierno(I), Primavera(P), Verano(V), Otoño(O).

## 5.2. Series de tiempo para las ondas de marea.

Para las ondas de marea (Fig. 4), se pudieron obtener conjuntos de imágenes y días de marea viva para las condiciones de invierno y verano en los años 2003 a 2006 (Fig. 4 a,b,c,d,e,f,g,h). En el caso de las condiciones de mareas muertas, únicamente se pudieron encontrar imágenes para el invierno del año 2003 (Figs. 4i)

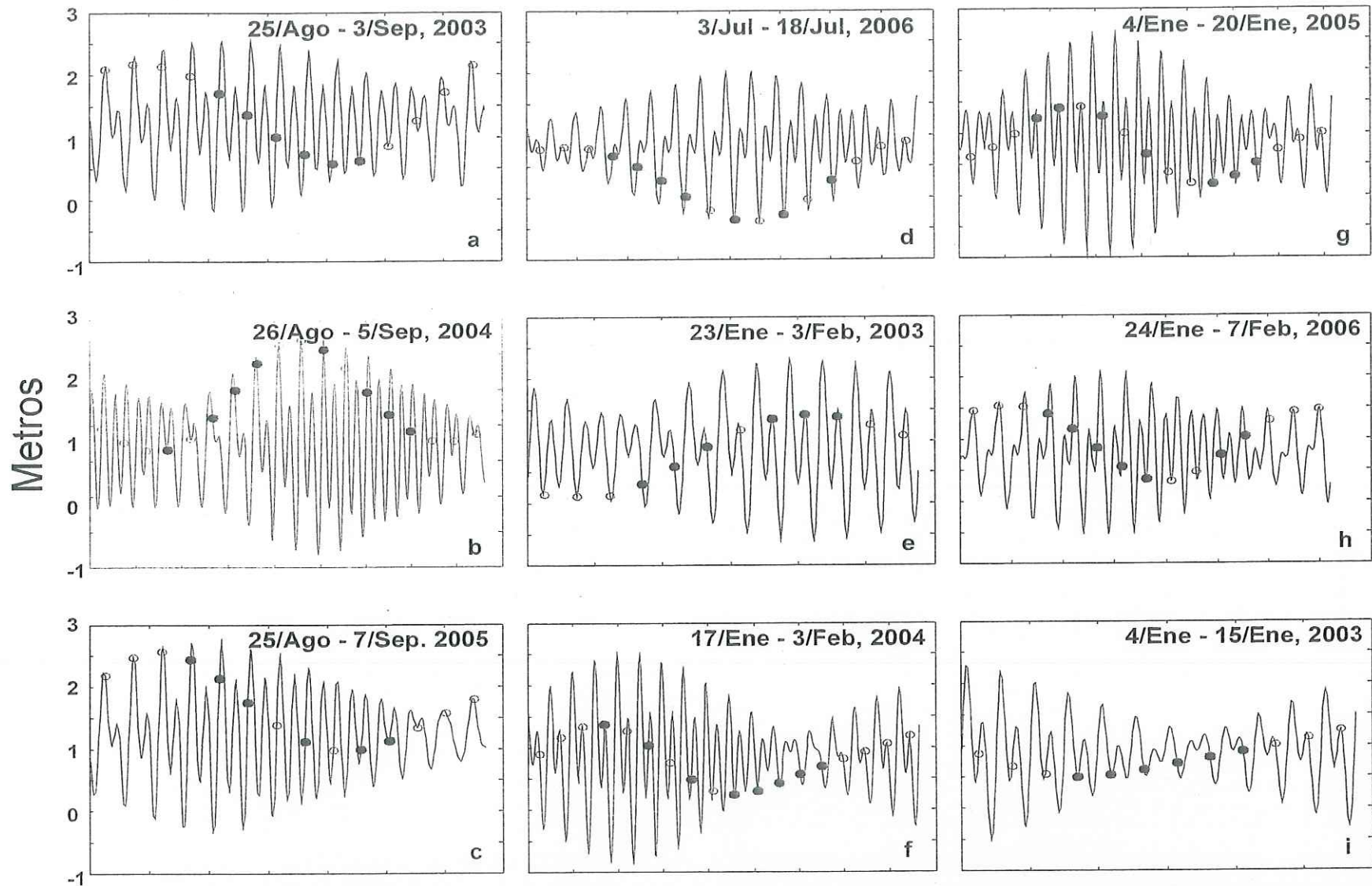
## 5.3 Imágenes MODIS-Aqua para el área de las Grandes Islas

Los "scores" de la FEO1 fueron acotados entre -1 y +1, sin embargo la división de las regiones y microregiones fue basada en el valor numérico del "score" cero, el cual mostró ser el mejor indicador entre la separación de las masas de agua con diferentes condiciones de Chla y SST.

### 5.3.1 Verano mareas vivas

Todas las imágenes se encuentran en una misma escala en los intervalos de Chla y SST, para las condiciones de verano en marea vivas. La Chla mostró concentraciones oligotróficas y mesotróficas ( $0 - 2 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y la SST del orden de  $27 - 34 \text{ }^\circ\text{C}$ . A pesar de que cada año mostró patrones particulares dentro de la zona, se pueden apreciar entre los cuatro años de estudio, condiciones de covariabilidad similar entre la Chla y la SST. Una de las regiones encontradas corresponde a las condiciones de los máximos de Chla ( $2 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) junto con las SST más bajas ( $27 \text{ }^\circ\text{C}$ ), en la costa de BC, principalmente en el Canal de Ballenas (Figs. 5 y 6). Otra región fue ubicada en el Canal de Infiernillo entre la isla Tiburón y costa de Sonora, donde se presentaron condiciones mesotróficas ( $2 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) pero SST más cálidas del orden de  $32 - 34 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 5 y 6).

Cabe mencionar, que las zonas donde se presentan las condiciones mesotróficas de  $2 \text{ mg Chla m}^{-3}$  y SST bajas de  $27 \text{ }^\circ\text{C}$ , se presentaron principalmente en la zona de BLA dentro del Canal de Ballenas. En el caso del año 2003, la Chla y la SST (Fig. 5), muestran un desplazamiento de las plumas mesotróficas y SST bajas hacia el sur del Canal de Ballenas, para posteriormente cambiar su rumbo hacia el este, hasta la costa de isla Tiburón y Sonora. Este mecanismo vuelve a presentarse en una mayor magnitud en el año 2004 (Fig. 5), donde las Chlas de  $2 \text{ mg m}^{-3}$  abarcan una mayor zona dentro del Canal de Ballenas, al igual que las SST de  $27 \text{ }^\circ\text{C}$ , con un desplazamiento similar al del año anterior.



**FIGURA 4.** Series de tiempo de las ondas de marea semanales para las condiciones seleccionadas. Verano vivas a) 2003, b) 2004, c) 2005; d) 2006; Invierno vivas e) 2003, f) 2004, g) 2005, h) 2006, i) invierno muertas 2003. Los círculos llenos indican los días con imágenes, mientras los círculos vacíos representan los días sin imágenes.

A pesar de que en el año 2005 se presentó un patrón similar en el desplazamiento de la pluma de la región del Canal de Ballenas, la distribución de la concentración de Chla de  $2 \text{ mg m}^{-3}$ , al igual que las SST de  $27 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 6) fueron menores en comparación con los años 2003 y 2004. Incluso en la serie de imágenes no se alcanza a apreciar el florecimiento de Chla hasta las costas de isla Tiburón y Sonora. En el año 2006, la Chla (Fig. 6) mostró el mismo patrón que los años 2003 y 2004. La distribución espacial de la región con concentración de Chla de  $2 \text{ mg m}^{-3}$  y SST de  $27 \text{ }^\circ\text{C}$  en el 2006, fue mucho mayor que los dos primeros años, las cuales llegaron hasta las mismas zonas de la costa de isla Tiburón y Sonora, pero abarcaron una mayor área en la costa de isla Ángel de la Guarda, principalmente en el norte y este de la isla.

La región del Canal de Infiernillo, no presentó un cambio espacial notable hacia el sur, sin embargo en los años 2003 y 2004 (Fig. 5), el desplazamiento de las condiciones de Chlas de  $2 \text{ mg m}^{-3}$  y SST de  $32 - 34 \text{ }^\circ\text{C}$  fue notable hacia el norte de la costa de Sonora. Esta región en el año 2005 fue separada por el "score" cero (Fig. 6), sin embargo no se apreció un incremento notable en las concentraciones de Chla.

Estos incrementos en la distribución espacial de Chla y fluctuaciones entre ambas variables nos indican que durante el verano en condiciones de marea vivas se presentan una región en el Canal de Ballenas con florecimientos de Chla y SST bajas, las cuales se desplazan hacia el sur del Canal de Ballenas hasta llegar al Canal de Salsipuedes, para posteriormente cambiar de rumbo hacia el este hasta las costas de isla Tiburón y Sonora, donde las SST eran más altas y la biomasa fitoplanctónica era menor.

La región del Canal de Infiernillo, se caracterizó por presentar desplazamientos solamente hacia el norte de la costa de Sonora con Chlas de  $2 \text{ mg m}^{-3}$  y SST cálidas de  $32 - 34 \text{ }^\circ\text{C}$ .

### **5.3.2 Invierno mareas vivas**

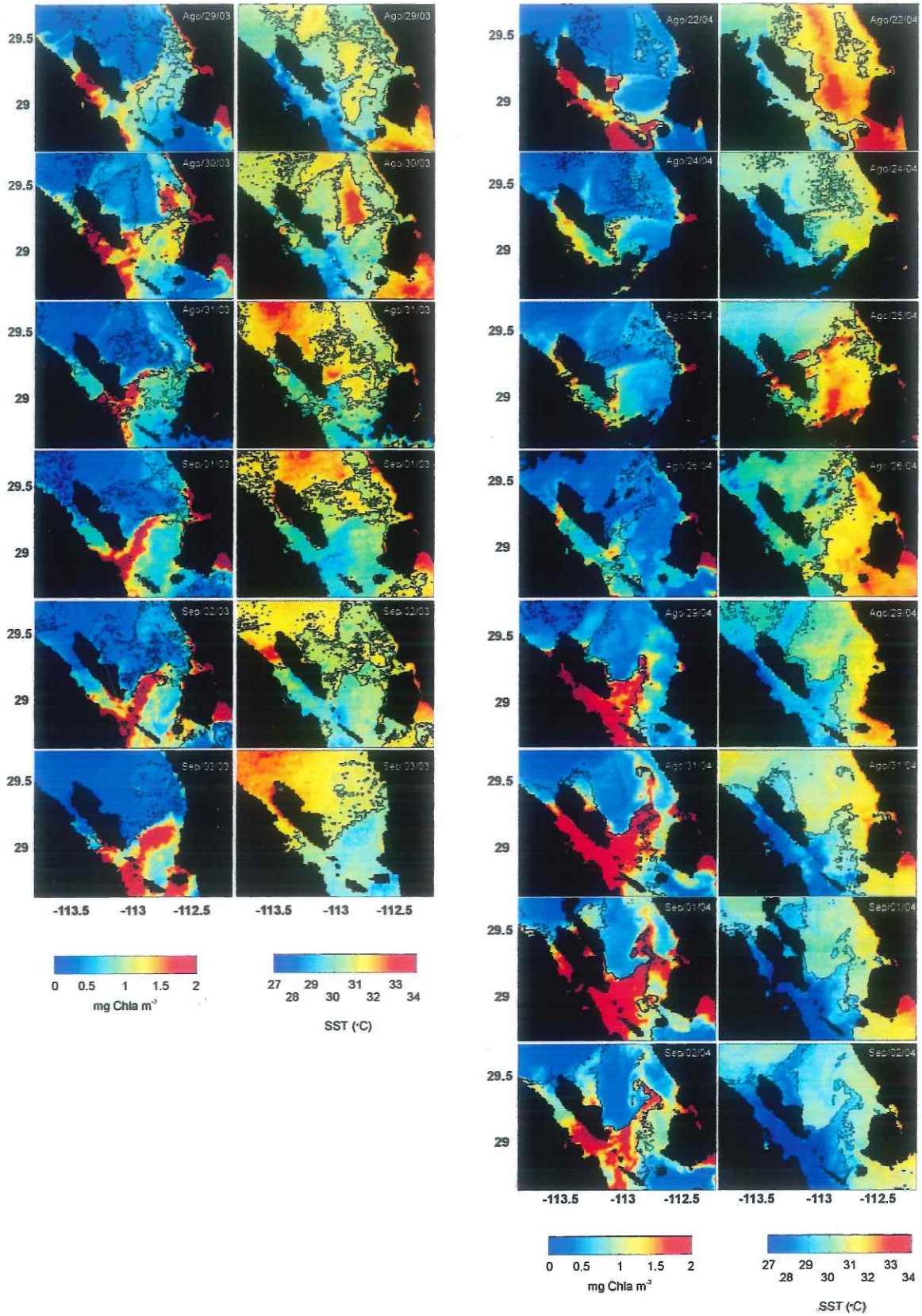
En la temporada de invierno en mareas vivas, se presentaron SST menores ( $14 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ ) en comparación con el verano ( $27 - 34 \text{ }^\circ\text{C}$ ). En el caso de las Chla, se presentaron condiciones eutróficas, con valores de hasta  $6 \text{ mg m}^{-3}$ . Entre los cuatro años de estudio, se presentó un patrón general, el cual consistió en una región en el Canal de Ballenas con concentraciones de Chla menores a  $1 \text{ mg m}^{-3}$  y SST bajas de  $14 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figs. 7 y 8). Otra región se presentó en la costa de Sonora y zona central con Chlas altas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST más cálidas de  $18 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ . En el año 2003, las regiones con condiciones eutróficas ( $6 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) abarcaron la costa de Sonora y zona central (Fig. 7). La región con SST de  $14 \text{ }^\circ\text{C}$  se presentaron en el Canal de Ballenas, donde las Chlas fueron principalmente menores a  $1 \text{ mg m}^{-3}$ . En el Canal de Ballenas se presentaron concentraciones de hasta  $6 \text{ mg m}^{-3}$  en zonas aisladas y sin cubrir una gran área. El patrón entre ambas variables fue muy caótico para esta serie de imágenes, sin

embargo, se muestra una región en la costa norte de Sonora con agrupación de las Chlas altas. El año 2004 mostró la misma región en el Canal de Ballenas con Chla menores a  $1 \text{ mg m}^{-3}$  y SST de  $14 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 7). La región de la costa de Sonora presentó las Chlas de  $6 \text{ mg m}^{-3}$ , Sin embargo, se muestra una región central con una corriente de chorro de sur a norte por el centro de la zona de las GI, con un patrón de giro ciclónico el cual ocasiona un movimiento de la región eutrófica proveniente de la costa de Sonora, hacia la costa de BC e isla Ángel de la Guarda.

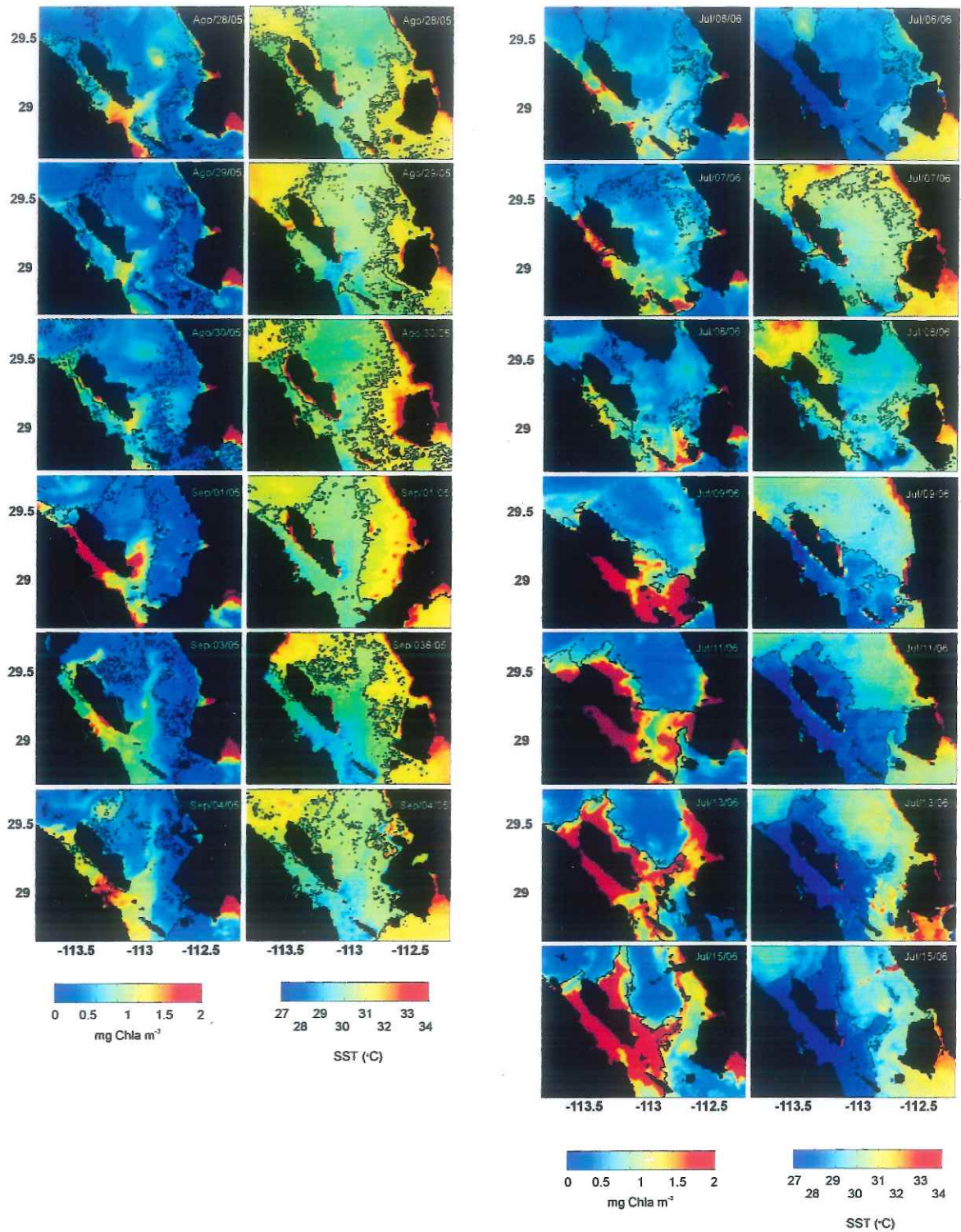
En el año 2005, se presentó un patrón similar a los años anteriores en la región del Canal de Ballenas, con Chlas menores a  $1 \text{ mg m}^{-3}$  y SST de  $14 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 8). En la región de la zona central, la distribución espacial de las Chlas de  $6 \text{ mg m}^{-3}$  fue menor que los dos años anteriores, las cuales abarcan solamente la costa Este de la isla Ángel de la Guarda y en la costa de BC al norte del Canal de Ballenas. A pesar de esta disminución espacial, se presentan la egión en la zona central y costa norte de BC, con condiciones de giros ciclónicos, los cuales ocasiona la intrusión de condiciones eutróficas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) en el Canal de Ballenas. El año 2006 presentó en la región del Canal de Ballenas condiciones oligotróficas y mesotróficas  $< 2 \text{ mg Chla m}^{-3}$  y SST de  $14 - 15 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 8). La región en la zona central entre isla Ángel de la Guarda y costa de Sonora, mostró concentraciones de Chla hasta de  $6 \text{ mg m}^{-3}$  con un aparente giro ciclónico, las cuales tienden a desplazarse de la costa de Sonora hacia la de BC por el norte de la zona de las GI. Las regiones con los procesos de los giros en el invierno en condiciones de marea vivas, nos indica que la región con condiciones eutróficas ( $6 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) de la costa de Sonora, tiene un desplazamiento hacia la costa de BC, donde la SST y la biomasa fitoplanctónica son menores.

### **5.3.3. Invierno mareas muertas**

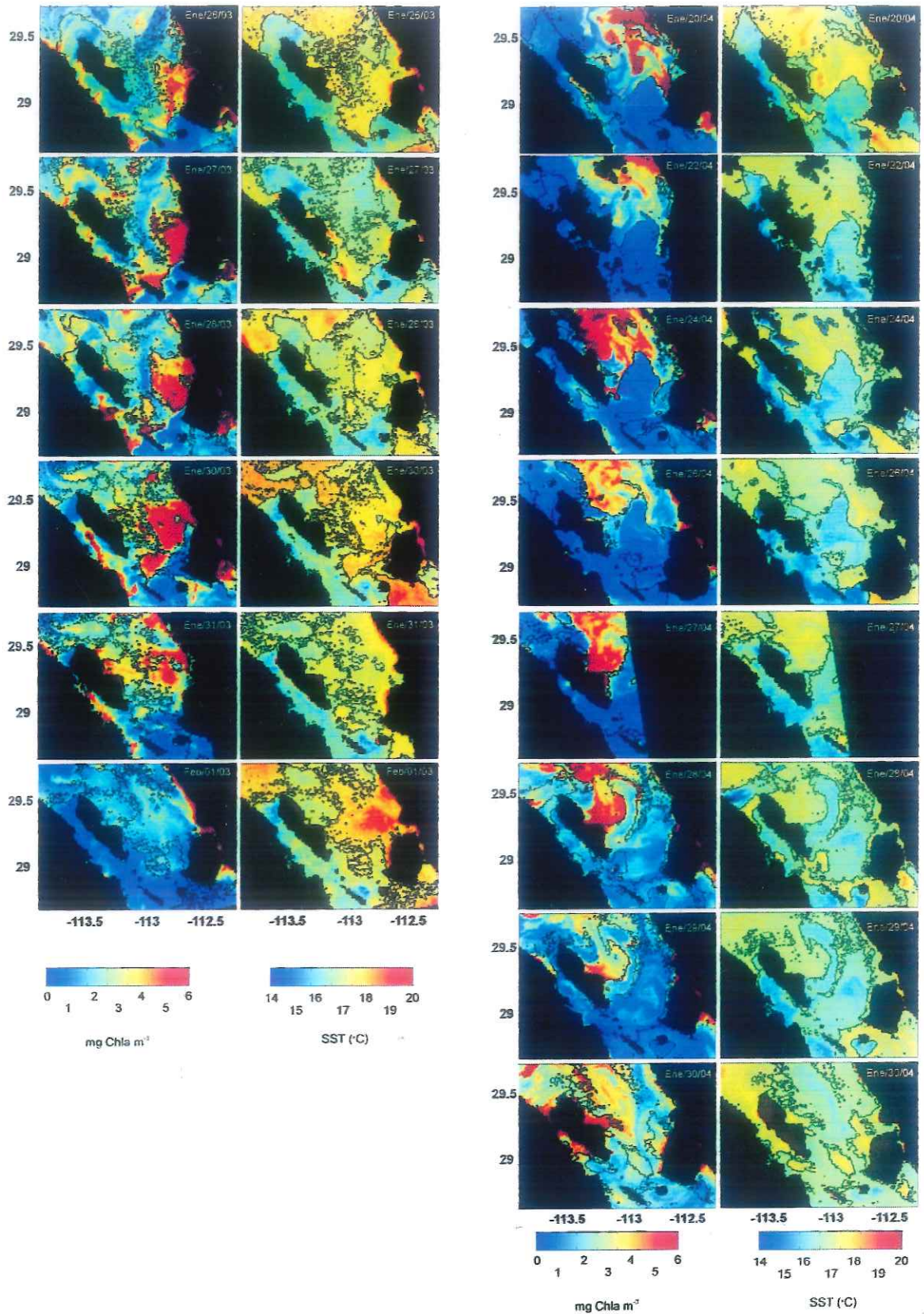
Únicamente se pudieron obtener imágenes de series continuas para las condiciones de mareas muertas en el invierno del 2003 (7 – 12 de Enero). El patrón en el invierno en mareas muertas es diferente en comparación con las mareas vivas. En este caso, se presentó una región en la costa de BC, con condiciones eutróficas ( $6 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) principalmente en el Canal de Ballenas, las cuales mostraron zonas con incrementos en la concentración de Chla en BLA. Por su parte la distribución espacial de las SST bajas del orden de  $14 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 9), solo se presentaron en la parte norte del Canal de Ballenas y en los umbrales al sur de la isla San Esteban. La región de la zona central mostró condiciones oligotróficas ( $< 0.02 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y SST cálidas  $18 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ , esta región abarcó la mayor parte de la zona central del área de estudio y presentó una frontera muy marcada respecto a la región del Canal de Ballenas – Salsipuedes, del lado oeste de la zona. La región de lado este de la zona, presentó condiciones eutróficas y SST de  $14 - 16 \text{ }^\circ\text{C}$  en el Canal del Infiernillo, por la costa norte de Sonora y al sur de la isla Tiburón.



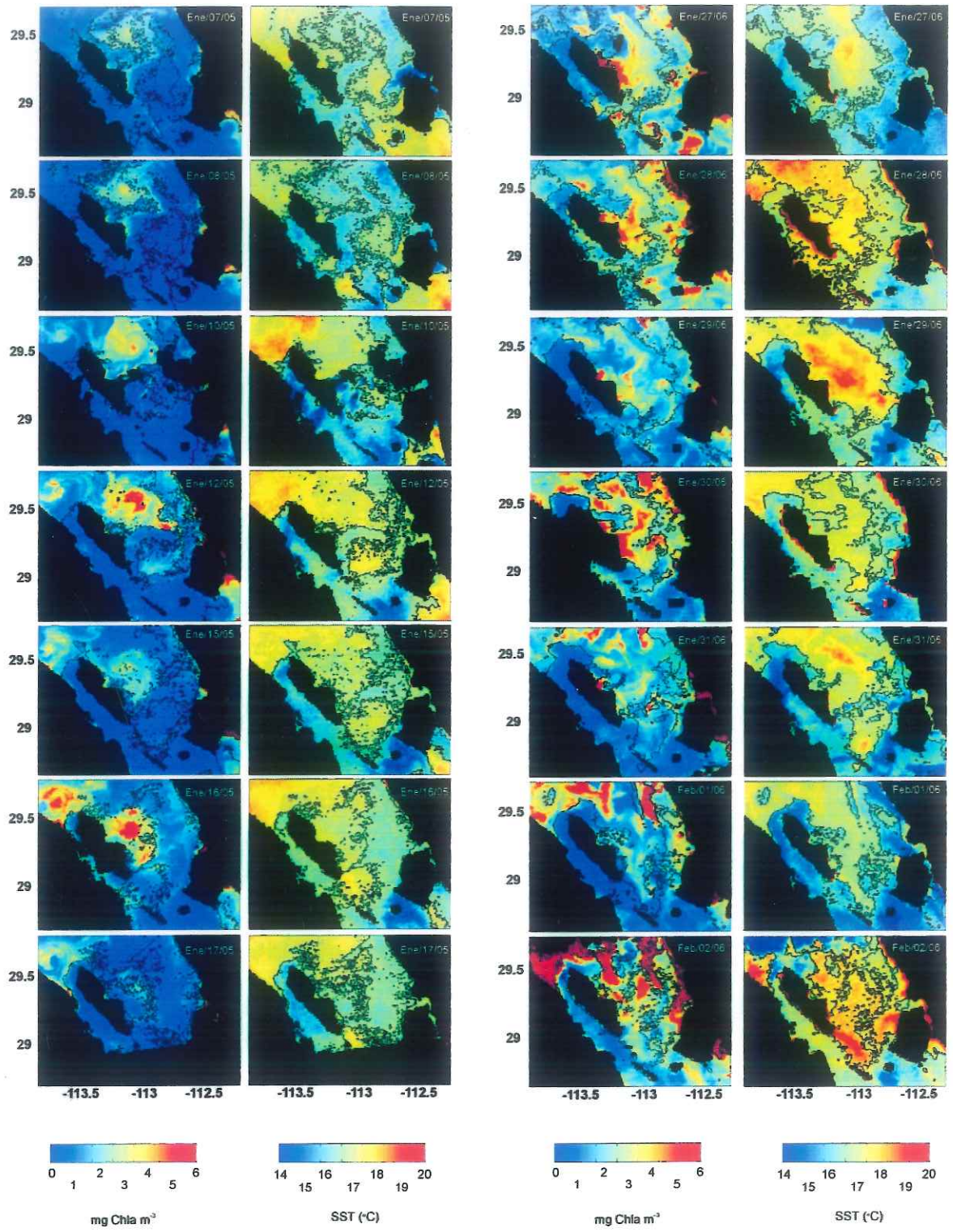
**Figura 5.** Imágenes de Chla y SST para los años 2003 y 2004 en condiciones de verano marea viva. Las isoclinas negras representan el “score” cero.



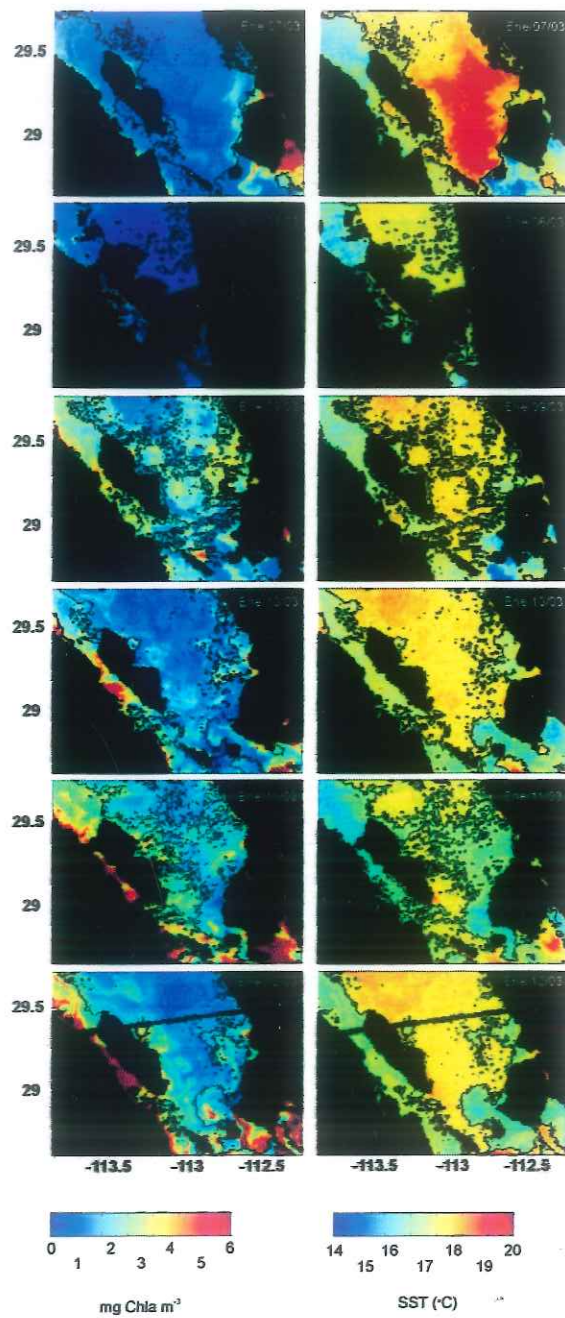
**Figura 6.** Imágenes de Chla y SST para los años 2005 y 2006 en condiciones de verano marea viva. Las isolíneas negras representan el “score” cero.



**Figura 7.** Imágenes de Chla y SST para los años 2003 y 2004 en condiciones de invierno marea viva. Las isoclinas negras representan el “score” cero.



**Figura 8.** Imágenes de Chla y SST para los años 2005 y 2006 en condiciones de invierno marea viva. Las isolneas negras representan el “score” cero.



**Figura 9.** Imágenes de Chla y SST para los años 2003 y 2004 en condiciones de invierno marea muerta. Las isoclinas negras representan el "score" cero.

## 5.4 Canal de Ballenas

### 5.4.1 Verano mareas vivas

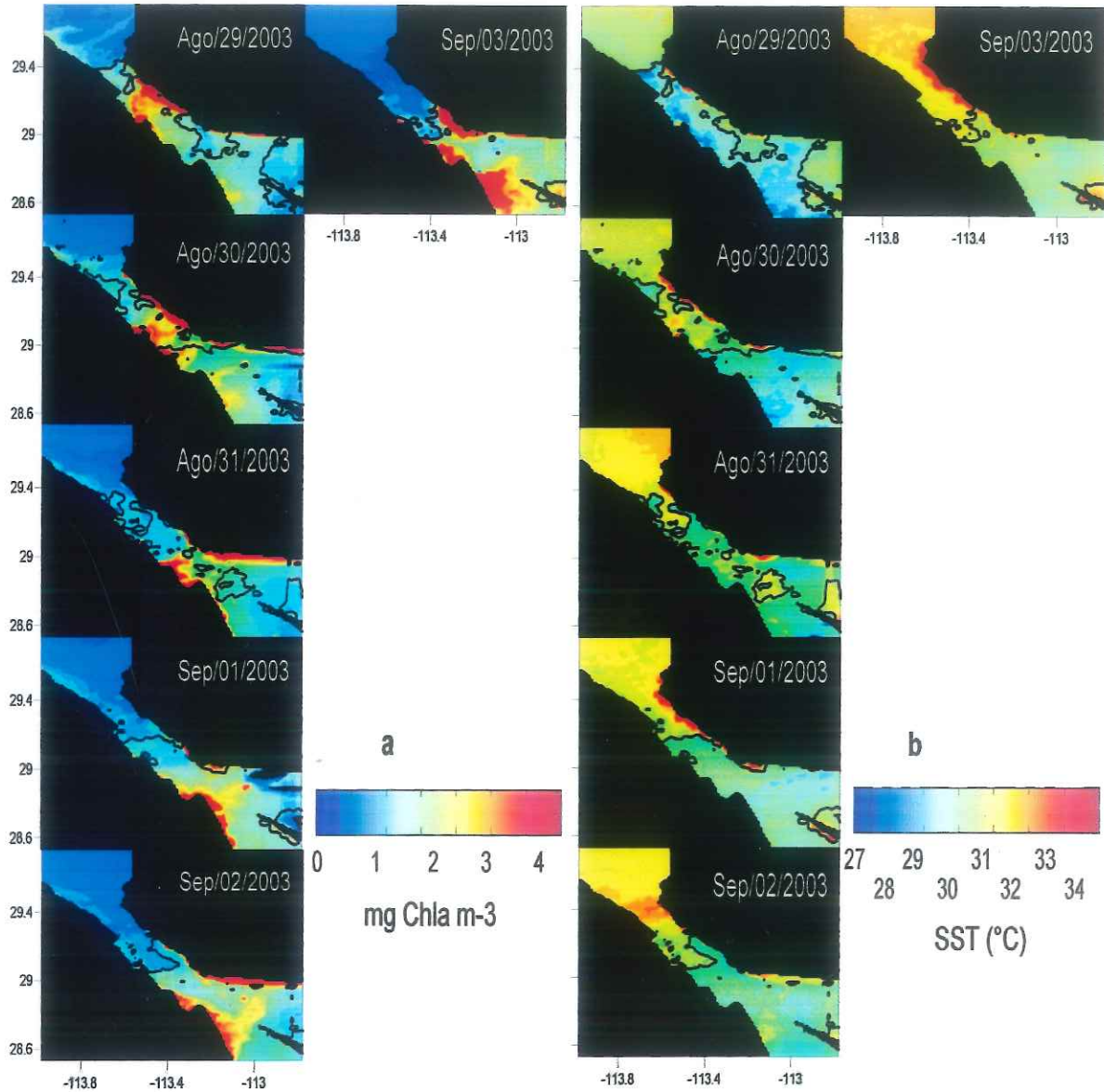
En la condición de marea viva durante el verano del año 2003, presentaron condiciones de flujo de marea los días 29 Ago – 2 Sep. Sin embargo, el 3 de Septiembre, la imagen fue de reflujo (Fig. 4a). El patrón general que muestra el "score" cero, consistió en agrupar microregiones en zonas con condiciones eutróficas ( $4 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y SST baja ( $27 \text{ }^\circ\text{C}$ ) en la zona central del Canal de Ballenas (Fig. 10). Otra microregión en el norte se caracterizó por una intrusión de agua cálida ( $34 \text{ }^\circ\text{C}$ ) junto con condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) hasta BLA. El movimiento de la microregión con Chlas de  $4 \text{ mg m}^{-3}$  y SST de  $27 \text{ }^\circ\text{C}$  fue hacia el sur del Canal de Ballenas, hasta el Canal de Salsipuedes.

Las imágenes del año 2004 (Fig. 11), presentaron condiciones de reflujo para los primeros tres días, los días restantes, se ubicaron en flujo de marea (Fig. 4b). Esta serie mostró microregiones en zonas oligotróficas y mesotróficas ( $< 2 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y SST altas ( $30 - 32 \text{ }^\circ\text{C}$ ), del 22 – 26 Agosto a lo largo del canal. En los días 29 Agosto al 2 Septiembre, la microregión en la zona norte del canal presentó condiciones eutróficas ( $10 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y SST bajas de  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ . El patrón de desplazamiento de la microregión es similar al 2003, donde la pluma de Chla eutróficas y SST baja fluctúan hacia el sur del Canal de Ballenas. A pesar de que el último día disminuyó notablemente la concentración de Chla ( $5 \text{ mg m}^{-3}$ ) en el área, esta concentración todavía se considera como eutrófica para el periodo de verano.

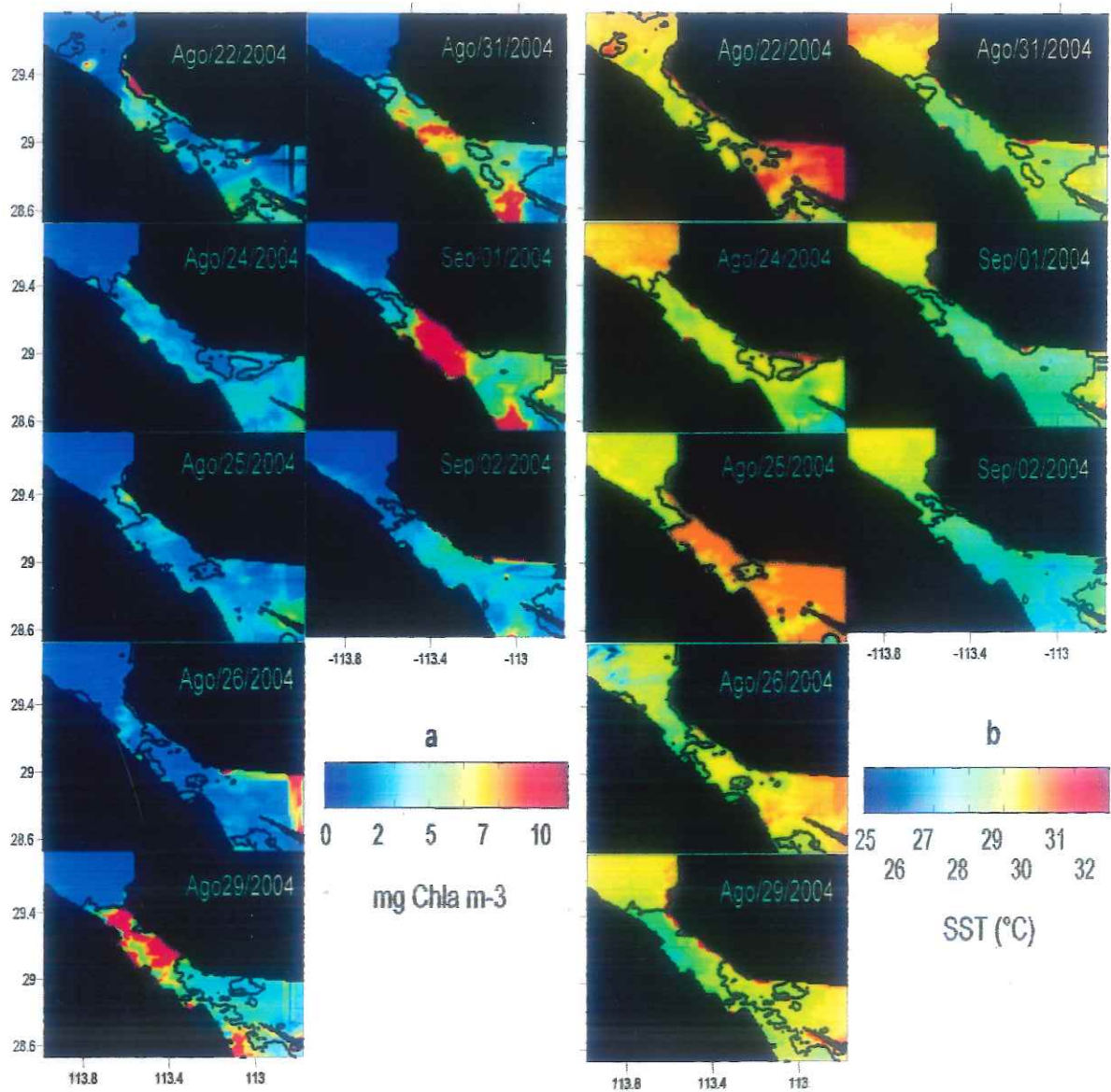
El 2005 (Fig. 12), presentó condiciones de flujo de marea en los primeros días de la serie de tiempo correspondiente del 20 de Agosto al 1 de Septiembre. Los últimos dos días del 3 al 5 de Septiembre, las condiciones fueron de reflujo (Fig. 4c). La SST mostró valores de  $32 \text{ }^\circ\text{C}$  a lo largo del Canal de Ballenas, en la mayor parte de las imágenes. Una microregión con condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) se ubicó en el norte del Canal de Ballenas, sin embargo, una microregión con zonas eutróficas ( $4 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) se presentó sólo el día 1 de Septiembre en BLA y costa sur de la Isla Ángel de la Guarda.

En 2006 (Fig. 13), los primeros días del 6 – 8 de Julio, presentaron condiciones de flujo de marea, los días posteriores del 11 – 15 de Julio presentaron condiciones de reflujo de marea (Fig. 4d). Respecto a la Chlas, el intervalo de hasta  $10 \text{ mg m}^{-3}$ , fue muy similar al del 2004. Sin embargo, la SST mostró un intervalo similar al del 2003 de  $26 - 34 \text{ }^\circ\text{C}$ . Una microregión se presentó en la zona norte del área, con condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y SST mayores a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ . La frontera entre esta microregión y el Canal de Ballenas fue notable los días 8 – 15 de Julio, donde la microregión del Canal de Ballenas presentó condiciones eutróficas ( $7 - 10 \text{ mg Chla m}^{-3}$ ) y SST bajas ( $26 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Esta última microregión del

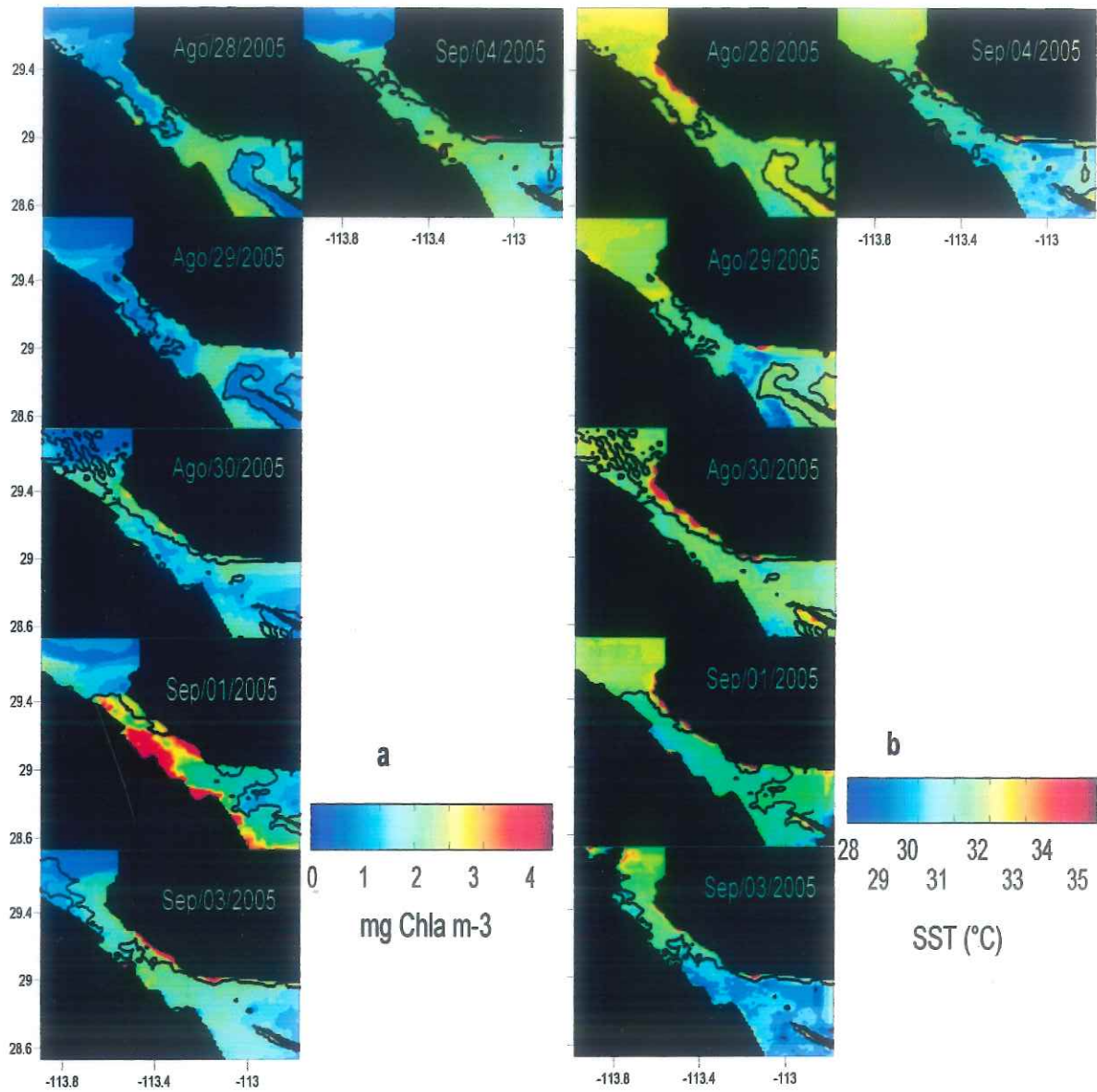
Canal de Ballenas se restringió en la parte norte y central del canal a la altura de BLA. Al sur del Canal de Ballenas, se presentó una microregión con condiciones mesotróficas y SST de 30 °C.



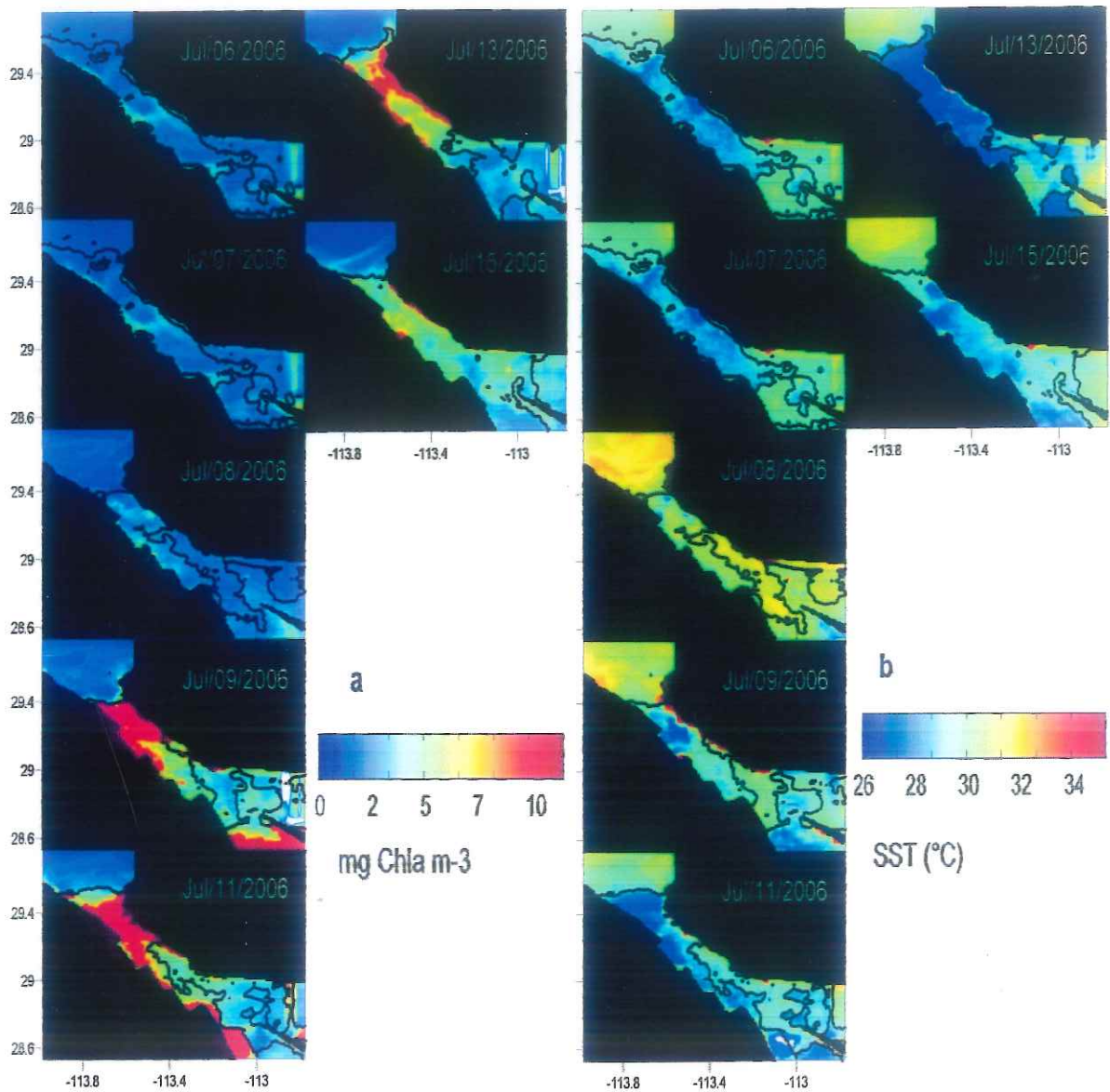
**FIGURA 10.** Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para los días 29/Ago al 3/Sep 2003 correspondientes al verano en condiciones de marea viva. Las isolíneas negras representan el "score" cero.



**FIGURA 11.** Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para los días 22/Ago al 2/Sep 2004 correspondientes al verano en condiciones de marea viva. Las isolíneas negras representan el "score" cero.



**FIGURA 12.** Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para los días 28/Ago al 4/Sep 2005 correspondientes al verano en condiciones de marea viva. Las isolíneas negras representan el “score” cero.



**FIGURA 13.** Imágenes de Chla (a) y SST (b) del Canal de Ballenas para los días 06/Jul al 15/Jul 2006 correspondientes al verano en condiciones de marea viva. Las isolíneas negras representan el "score" cero.

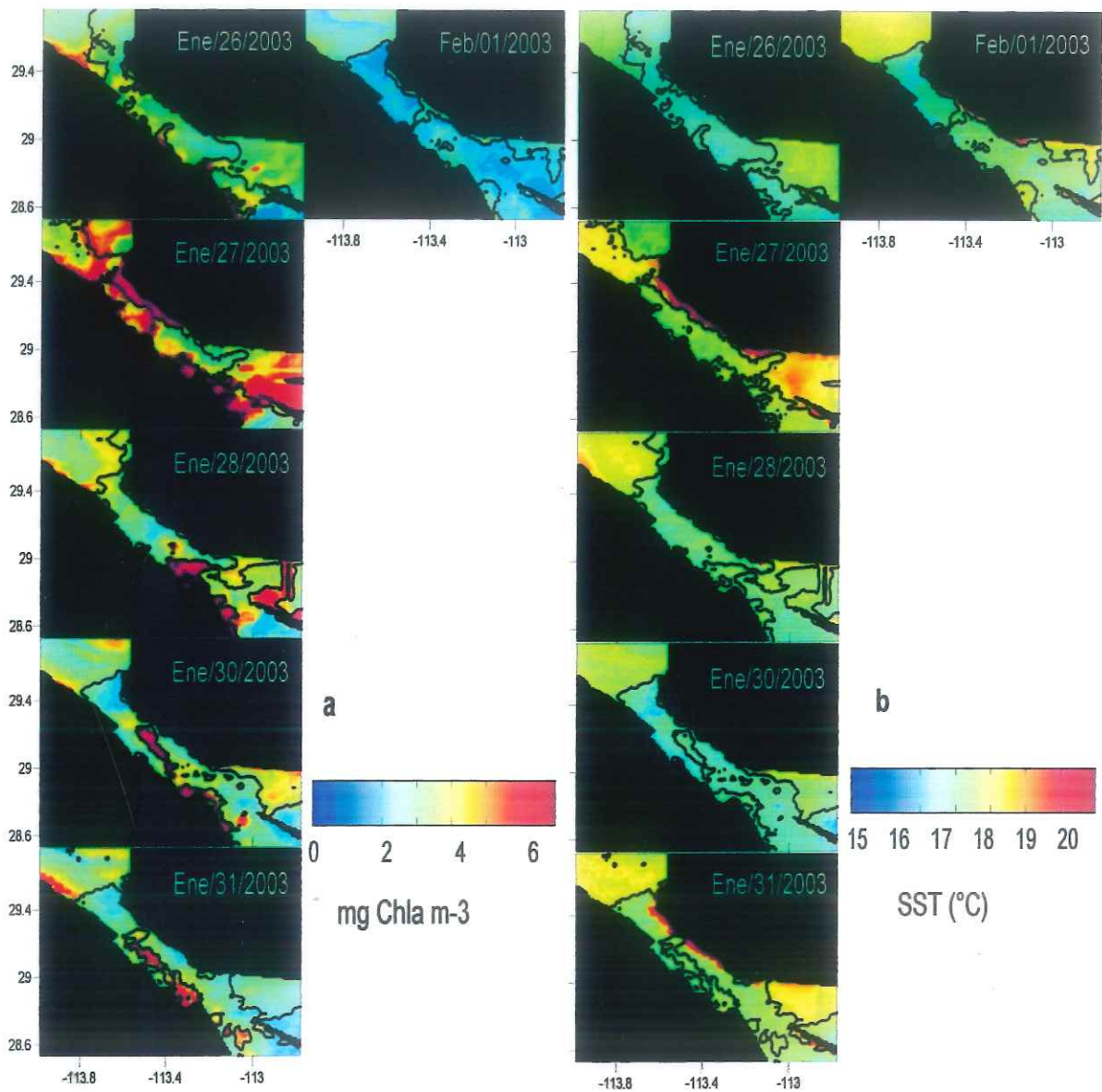
### 5.4.2 Invierno mareas vivas

En la serie de tiempo de imágenes para el invierno, el 2003 presentó intervalos de SST de 16 – 22 °C y Chla con máximo de 6 mg m<sup>-3</sup>. Sin embargo, en los años posteriores 2004 – 2006 tuvieron intervalos de SST menores (15 – 20 °C), con Chla con máximo de 4 mg m<sup>-3</sup>.

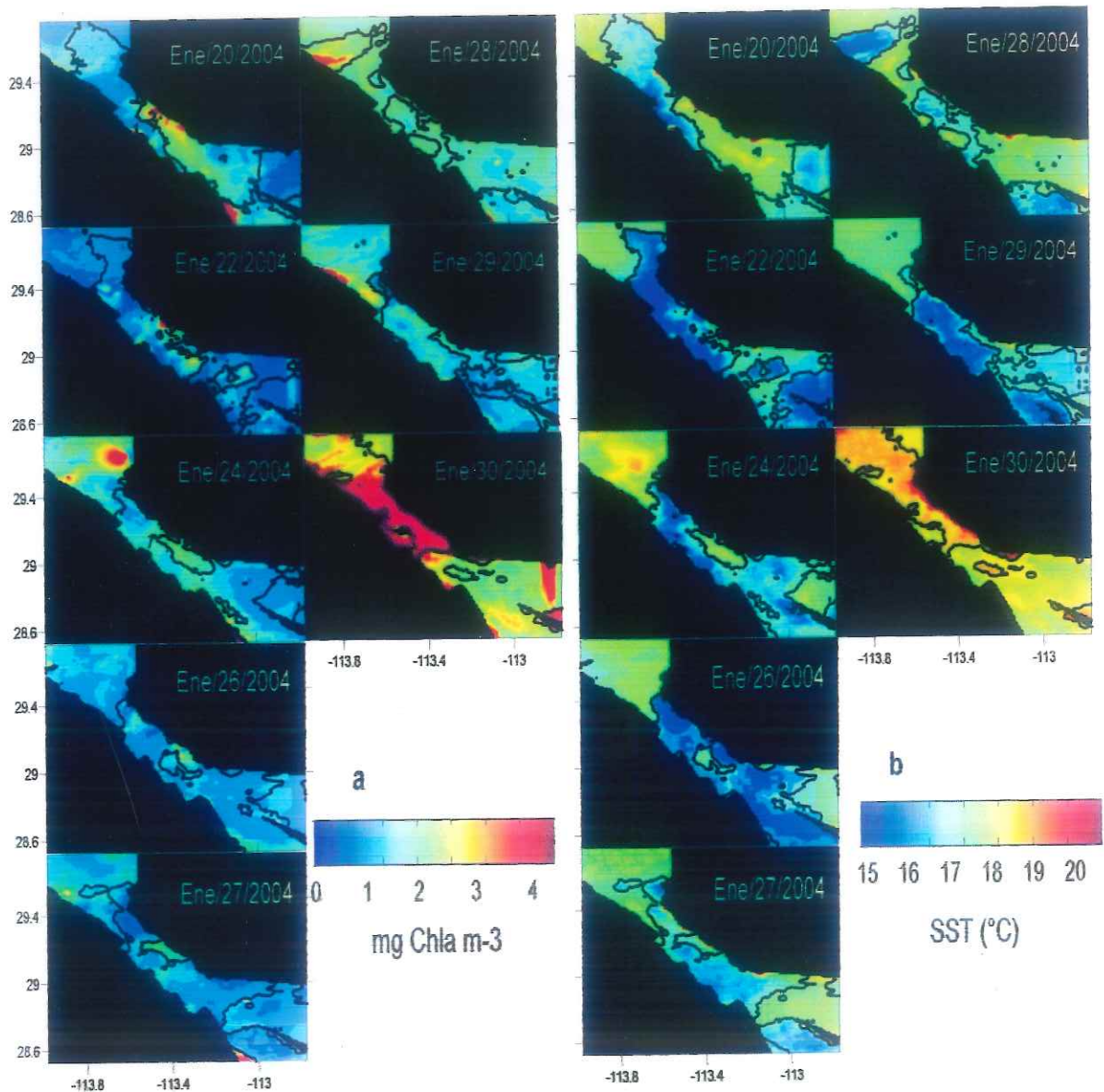
El patrón general para 2003 (Fig. 14), consistió en presentar microregiones a lo largo de la costa de BC con condiciones eutróficas y SST bajas (15 – 17 °C). El patrón cambia, cuando las condiciones son de flujo y la altura de la ola es de 2.5 m, donde se aprecia un microregión al norte del Canal de Ballenas, la cual limita aguas eutróficas del norte (4 – 6 mg m<sup>-3</sup>) y SST alta (18 – 20 °C), de aquellas aguas mesotróficas (1 mg Chla m<sup>-3</sup>) y SST baja (15 °C) dentro del canal, esta frontera no muestra un desplazamiento aparente, sin embargo, en la zona central del Canal de Ballenas la distribución espacial de micro-regiones con condiciones eutróficas, se restringe solamente a algunas zonas de la costa de BC.

El 2004 (Fig. 15), presentó un patrón similar al 2003, donde la microregión al norte del Canal de Ballenas presentó SST altas 18 – 20 °C y una frontera marcada respecto a la micro-región con aguas centrales del Canal de Ballenas, donde se presentan SST bajas (15 – 16 °C) y condiciones oligotróficas y mesotróficas (< 1 mg m<sup>-3</sup>), cuando las condiciones son de flujo de marea y la altura de la onda de marea es de tres metros. Conforme disminuye la altura de la onda de marea, y las condiciones son de reflujos de marea, se comienza a incrementar la concentración de Chla hasta llegar a condiciones eutróficas (4 mg m<sup>-3</sup>), junto con SST de 20°C. Uno de los más conspicuos procesos que corrieron fue en el día 28 de Enero, donde al norte del Canal de Ballenas en la costa de BC se presentó una microregión con condiciones eutróficas (4 mg Chla m<sup>-3</sup>) y SST bajas (15 °C).

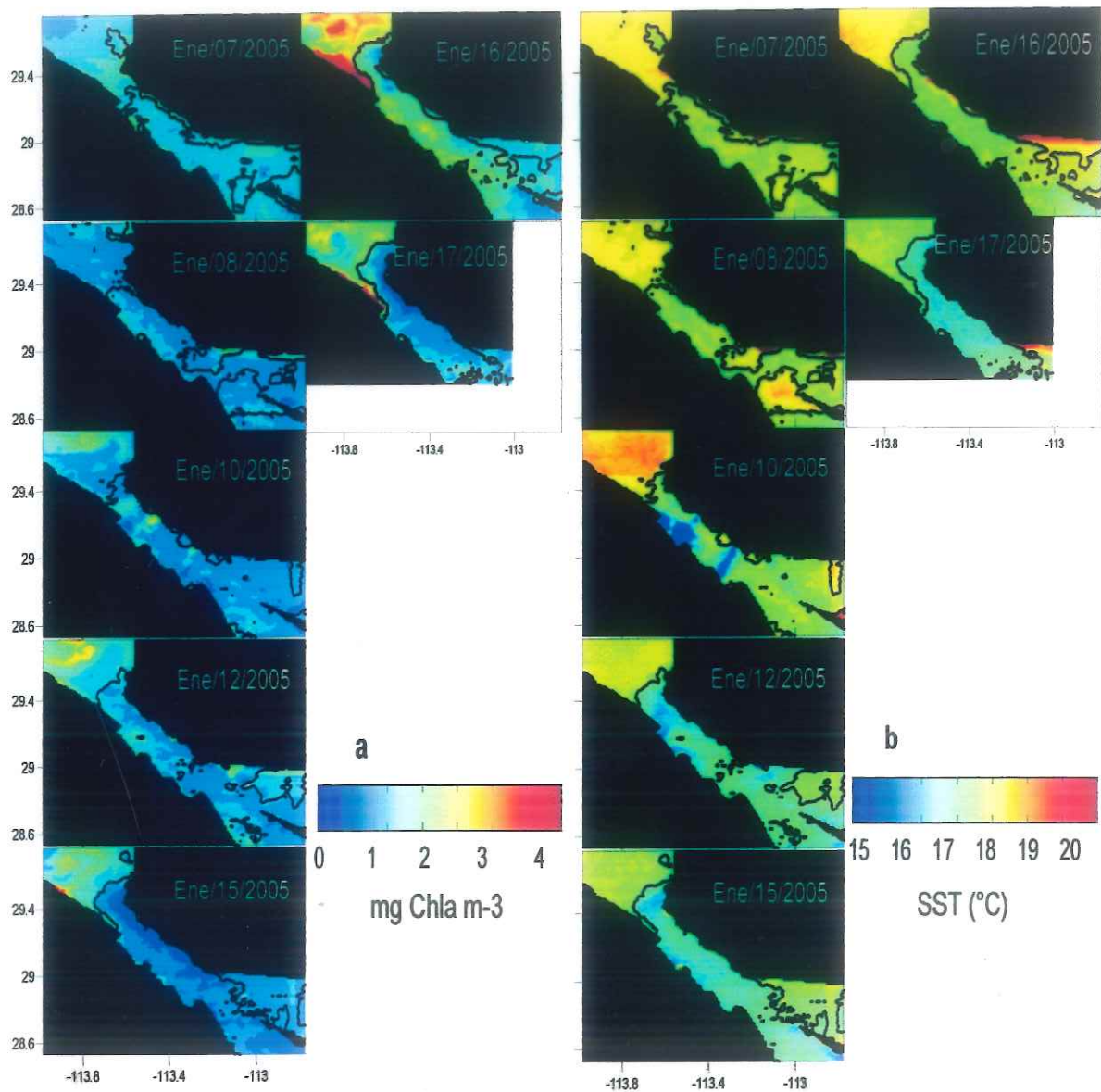
Los años 2005 y 2006 (Figs. 16 y 17) muestran un patrón similar al año 2003, con respecto a la frontera de la microregión en la parte norte del Canal de Ballenas. En esta zona las condiciones eutróficas (4 mg Chla m<sup>-3</sup>) y SST altas (18 – 19 °C), se restringieron a la costa de BC. En reflujos de marea, mostraron un desplazamiento hacia el sur, como son los últimos días de ambas series de imágenes. La microregión dentro del Canal de Ballenas presentó condiciones oligotróficas y SST bajas (15 – 17 °C) sin un desplazamiento aparente en el periodo de las imágenes.



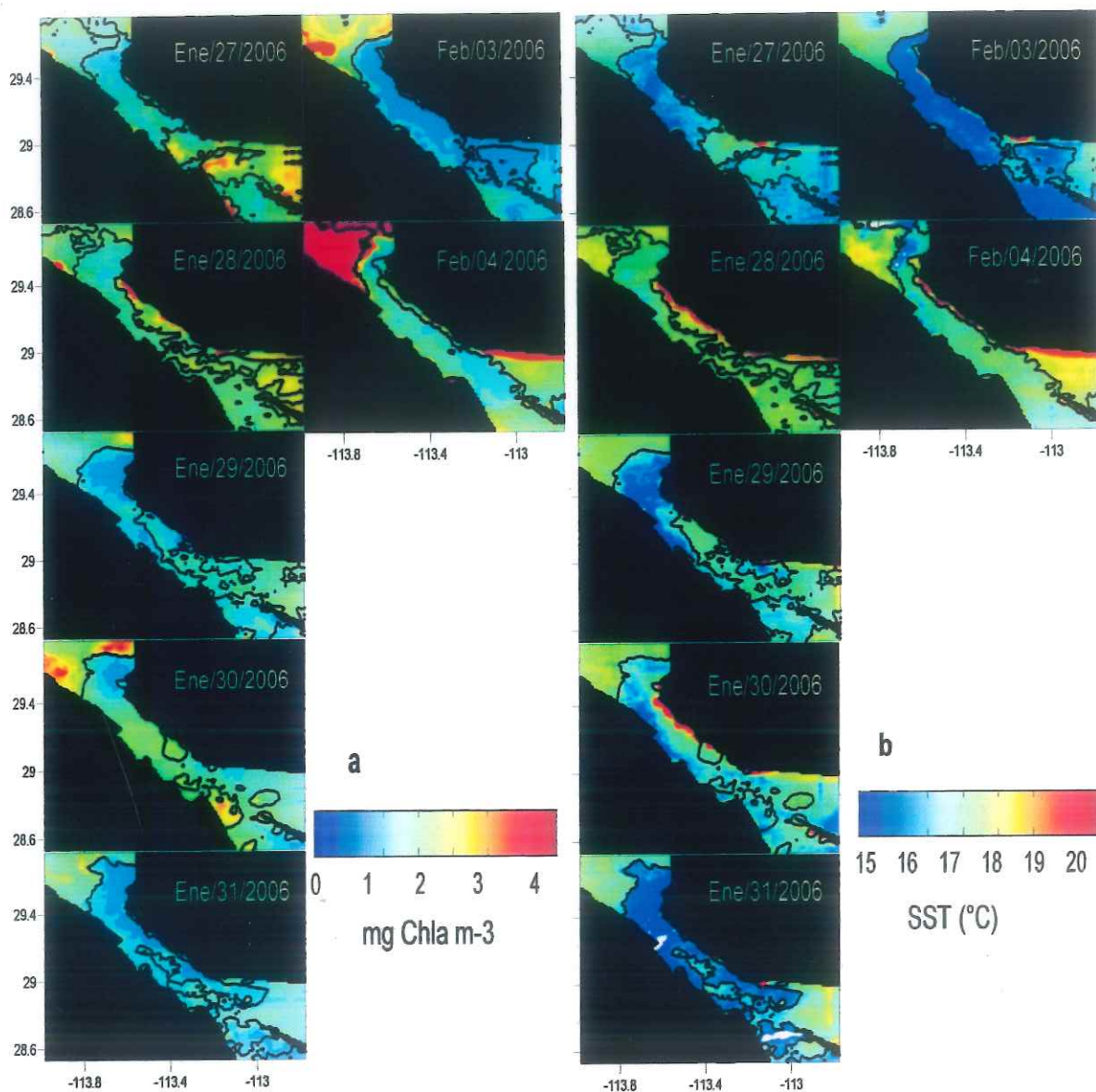
**FIGURA 14.** Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para los días 20/Ene al 01/Feb 2003 correspondientes al invierno en condiciones de marea viva. Las isólineas negras representan el "score" cero.



**FIGURA 15.** Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para los días 20/Ene al 30/Ene 2004 correspondientes al invierno en condiciones de marea viva. Las isólinas negras representan el "score" cero.



**FIGURA 16.** Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para los días 07/Ene al 17/Ene 2005 correspondientes al invierno en condiciones de marea viva. Las isólineas negras representan el "score" cero.

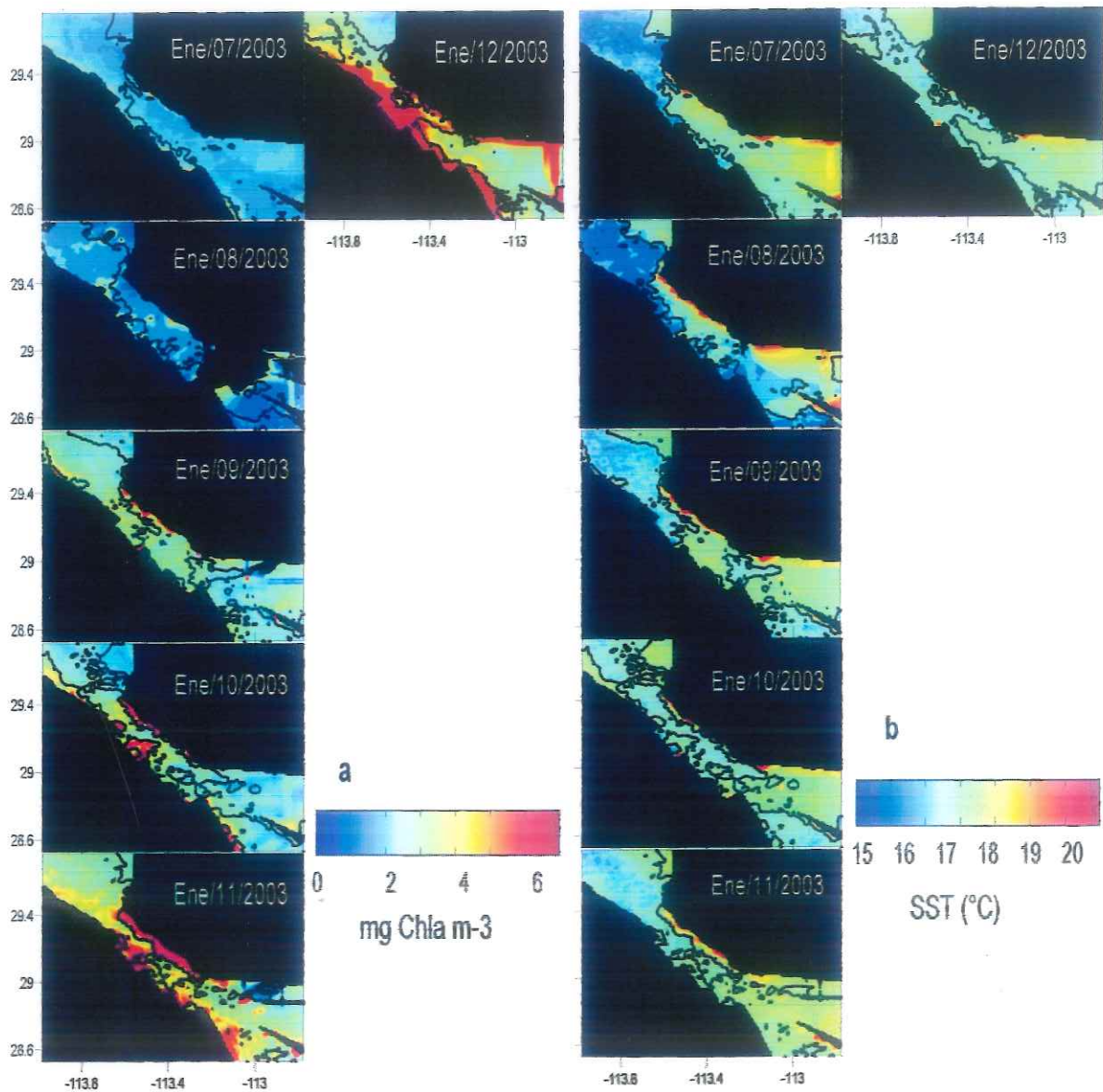


**FIGURA 17.** Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para los días 27/Ene al 04/Feb 2006 correspondientes al invierno en condiciones de marea viva. Las isólineas negras representan el "score" cero.

### 5.4.3 Invierno mareas muertas

En la condición de invierno en marea muerta (Fig. 18), el intervalo de Chla fue igual al de las condiciones de marea viva, para el mismo año con un máximo de  $6 \text{ mg m}^{-3}$ . En el caso de la SST, el intervalo fue similar a todos los años con  $16 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ .

El día 7 de Enero, se presentó una microregión en forma de una corriente de chorro de  $16 \text{ }^\circ\text{C}$ , desde el norte del Canal de Ballenas, el cual se desplazó hacia el sur por la costa de BC, hasta llegar a BLA. La Chla se mantuvo por debajo de  $1 \text{ mg m}^{-3}$ . El 8 de Enero, la microregión se desplazó hacia el sur, hasta llegar al Canal de Salsipuedes. La Chla mostró condiciones eutróficas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) en zonas aisladas de la costa de BC. El día 9 de Enero, la microregión de  $16 \text{ }^\circ\text{C}$  mostró un desplazamiento hacia el norte, hasta llegar nuevamente a BLA. La Chla presentó valores de 2 y hasta  $6 \text{ mg m}^{-3}$ , en algunas zonas de la costa de BC, como BLA y la isla Ángel de la Guarda. Los días 11 – 12 de Enero, microregiones con distribución espacial de Chla de  $6 \text{ mg m}^{-3}$ , se presentaron principalmente en la zona costera del Canal de Ballenas, sin embargo, la SST se mantuvo relativamente estable con valores de  $17 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figs. 18).



**FIGURA 18.** Imágenes de Chla del Canal de Ballenas para los días 07/Ene al 12/Ene 2003 correspondientes al invierno en condiciones de marea muerta. Las isolíneas negras representan el "score" cero.

## 5.5. Diagramas Hovmöeller para el Canal de Ballenas

La Chla (Fig. 19), mostró una mayor variabilidad interanual en los cuatro años de estudio. Sin embargo, para los años de 2003, 2005 y 2006, se presentaron condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 1\text{ mg m}^{-3}$ ) en el periodo de Julio – Noviembre, a diferencia del 2004, donde se presentaron florecimientos de  $8 - 10\text{ mg m}^{-3}$  en los meses de Septiembre y Octubre.

La SST (Fig. 20), mostró patrones similares en el intervalo de la serie de tiempo de las estaciones del área total, donde los máximos de SST de hasta  $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ , fueron en los meses de Julio – Septiembre del 2003 al 2006. Los mínimos de  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$  se registraron en los meses de Enero – Marzo.

Algunas características particulares que se presentaron a lo largo del Canal de Ballenas, consistieron por ejemplo en Enero de 2003, donde aguas frías ( $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y condiciones eutróficas ( $4\text{ mg Chla m}^{-3}$ ), se ubicaron a lo largo del Canal de Ballenas, similar al mes de Abril pero en la zona norte del Canal de Ballenas. En el mes de Diciembre de 2003, se presentó un patrón similar a Enero, donde aguas de  $20^{\circ}\text{C}$  pero condiciones eutróficas ( $6 - 10\text{ mg Chla m}^{-3}$ ) se ubicaron a lo largo del Canal de Ballenas.

El 2004, presentó un patrón similar al 2003 durante Abril, sin embargo en el mes de Septiembre, aguas de  $28\text{ }^{\circ}\text{C}$  y Chlas de  $10\text{ mg m}^{-3}$  prevalecieron en la zona sur por un periodo de dos semanas. El año 2005 no presentó una importante fluctuación en comparación con los años restantes, las condiciones eutróficas ( $10\text{ mg Chla m}^{-3}$ ), se registraron únicamente a principios del mes de Marzo, en la zona norte y sur del Canal de Ballenas. El año 2006 presentó un comportamiento similar al los dos primeros años en el mes de Abril, donde aguas frías de  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  y Chlas de  $10\text{ mg m}^{-3}$  se ubicaron lo largo del Canal de Ballenas.

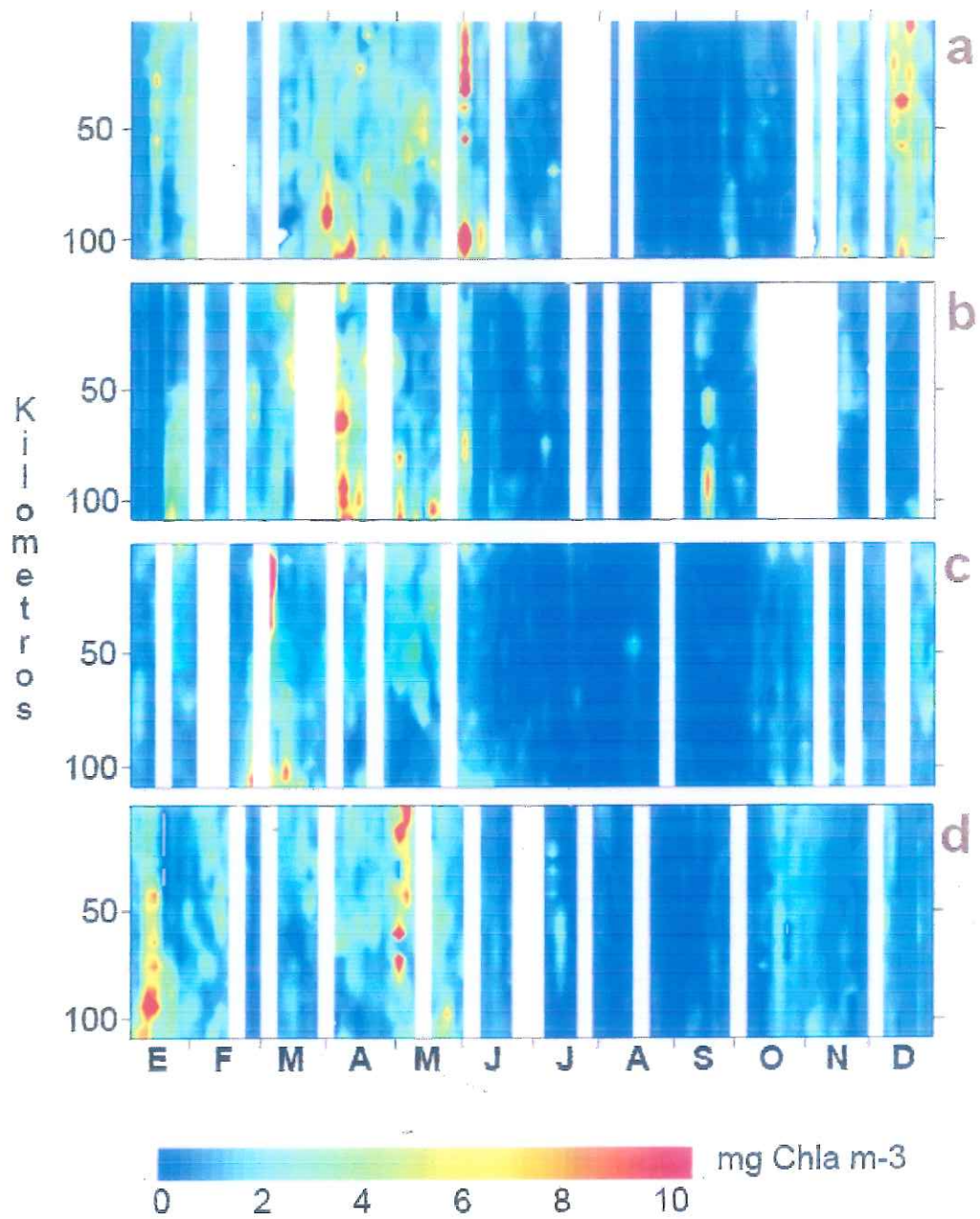
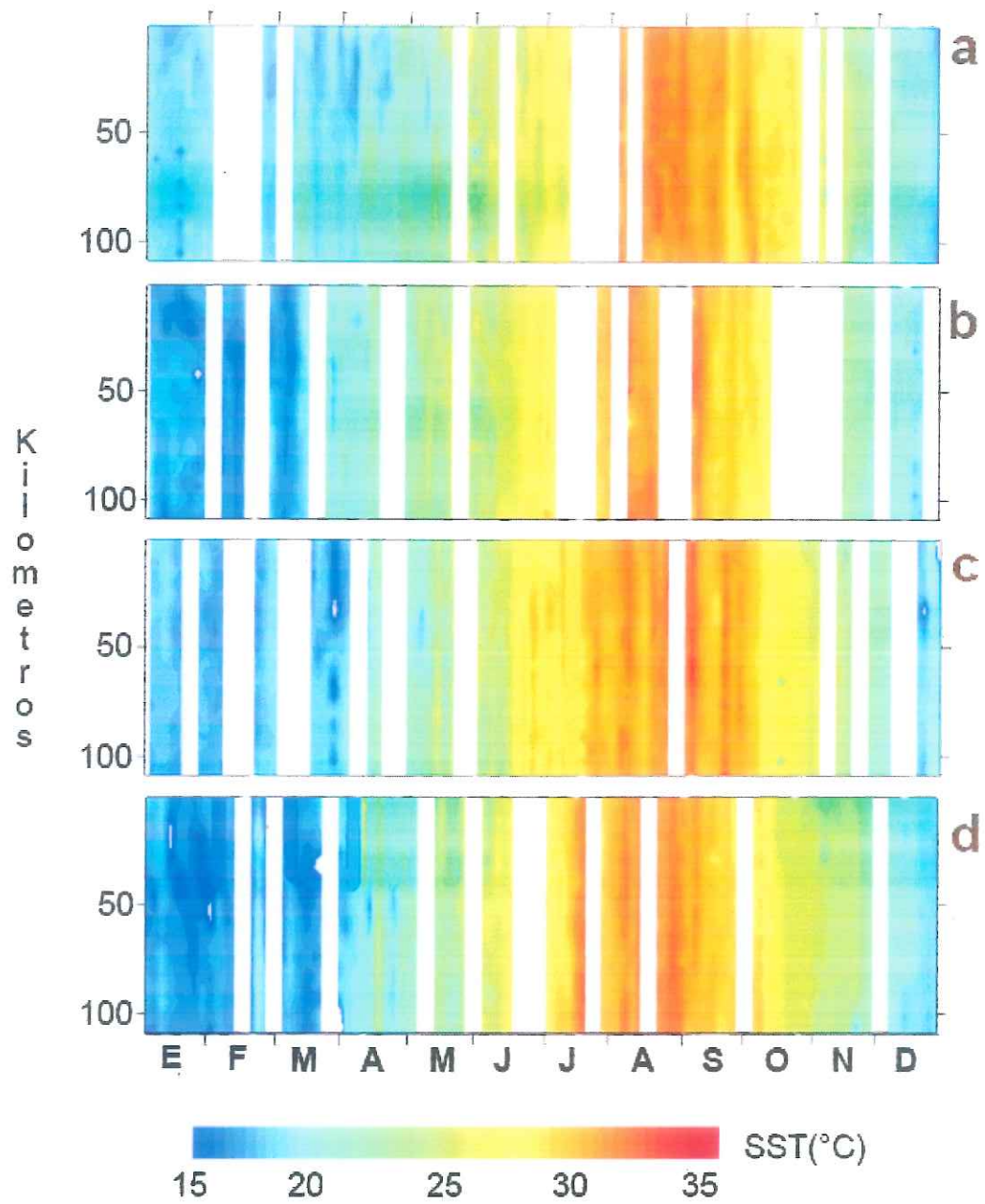


FIGURA 19. Diagramas Hovmöeller de Chla para el Canal de Ballenas. 2003 (a), 2004 (b), 2005(c), 2006 (d). Los rectángulos blancos representan los días sin imágenes.



**FIGURA 20.** Diagramas Hovmöeller de SST para el Canal de Ballenas. 2003 (a), 2004 (b), 2005(c), 2006 (d). Los rectángulos blancos representan los días sin imágenes.

## 6. Discusión

Las series de tiempo de la SST para las 15 estaciones de muestreo en el periodo de 2003 – 2006 presentaron una muy baja variabilidad entre sí, a diferencia de la concentración de Chla (Fig. 2). Esto se debe a que la SST es una variable conservativa y sus cambios dependen únicamente de los procesos físicos existentes, principalmente las fluctuaciones en las condiciones atmosféricas y procesos de mezcla de las masas de agua. A diferencia de la SST, la Chla es una variable no conservativa y su asimilación o incremento dependen de muchos más procesos como aporte de nutrientes a la zona fótica, disponibilidad de luz solar, turbidez del agua, asimilación por organismos mayores, entre otros.

En la zona de las GI se presentó una muy marcada estacionalidad de la SST, con valores mayores en los meses de Julio – Septiembre ( $> 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y SST menores en los meses de Diciembre – Febrero ( $< 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Este patrón ya había sido descrito por Soto-Mardones et al. (1999), donde la SST a lo largo del GC muestra una señal anual marcada con mínimos en invierno y máximos en verano. Y concuerda con algunos estudios *in situ* reportadas por Bustos-Serrano et al. (1996), donde registró SST de  $26 - 30\text{ }^{\circ}\text{C}$  en Agosto para el Canal de Ballenas, mientras que un estudio más reciente por Torres-Delgado (2004), confirma las SST menores de  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  en invierno del 2002, donde fueron del orden de  $14 - 18\text{ }^{\circ}\text{C}$  a lo largo de la zona de las GI. Esta estacionalidad muy marcada en la zona de las GI, se debe principalmente a la ganancia de calor por parte de la energía solar, la cual sucede con mayor amplitud en los meses de Mayo – Junio ( $280\text{ W m}^{-2}$ ) y la mayor pérdida en Diciembre ( $-120\text{ W m}^{-2}$ ) (Castro-Valdez et al., 1994). Este calentamiento da como resultado una fuerte estratificación en verano y débil en invierno (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2001). Sin embargo, alrededor de las islas Ángel de la Guarda y Tiburón la SST es siempre menor al resto del GC, debido a una intensa mezcla vertical. Donde para el invierno, la zona de las GI tiene una gran turbulencia  $5 - 10\text{ J m}^{-3}$  y la más baja estratificación se presentó entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón, asociada con bajas SST de  $14 - 15\text{ }^{\circ}\text{C}$  y alta Chla superficial de  $2 - 4\text{ mg m}^{-3}$  (Gaxiola-Castro et al., 1995).

Por su parte la concentración de Chla presentó, en la mayoría de las estaciones, condiciones oligotróficas y mesotróficas ( $< 2\text{ mg m}^{-3}$ ) durante la época cálida, y eutróficas e hipertróficas ( $5 - 15\text{ mg m}^{-3}$ ) en la época fría. Sin embargo, en los meses de primavera de Marzo – Mayo, también se presentaron concentraciones de Chla eutróficas (Fig. 3). Esto concuerda con trabajos realizados en el alto golfo, donde las concentraciones de Chla fueron dominadas por la variabilidad anual con máximos en invierno y mínimos en verano (López-Calderón, 2005). En este trabajo también las Chlas mostraron un incremento de inicios de

Febrero hacia finales de Marzo (Inicio de primavera), lo cual podría estar relacionado con un aumento en la radiación solar (Castro-Valdéz et al., 1994) y una alta concentración de nutrientes por parte de la acumulación en los meses de invierno, producto de una capa de mezcla más profunda (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2001). Las bajas Chlas en verano son una consecuencia de una mayor estratificación de la columna de agua (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2001). Sin embargo, en algunas zonas someras como BLA, las concentraciones de Chla en verano son de  $3 \text{ mg m}^{-3}$ , debido a procesos locales de mezcla por vientos mayores a  $10 \text{ m s}^{-1}$  (Delgadillo-Hinojosa et al., 1997). En invierno, se presenta una menor estratificación (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2001) la cual permite una mayor facilidad en la mezcla de la columna de agua y como consecuencia la presencia de concentraciones de Chla mayores a  $10 \text{ mg m}^{-3}$ .

En las condiciones de verano, durante toda la serie de imágenes del 2003 – 2006, las mayores concentraciones de Chla ( $2 \text{ mg m}^{-3}$ ) y las SST más bajas ( $27 \text{ }^\circ\text{C}$ ), se presentaron en la zona del Canal de Ballenas y Canal de Salsipuedes. Algunos estudios que datan de los años 80's, como es el caso de Tenorio-González (1985), ya habían identificado una pluma de agua fría en el mes de Julio por medio de imágenes de satélite. Esta pluma tenía la característica de encontrarse a lo largo del Canal de Ballenas y mostraba un desplazamiento hacia el sureste. Sin mostrar valores de SST, y basados en la idea de que aguas frías en superficie provienen de un transporte neto positivo de aguas profundas, catalogaron a este suceso como una muy posible surgencia costera. El poder caracterizar una zona de surgencias por medio de análisis numéricos como las FEOs ya se ha realizado, donde Armstrong (2000) sugirió encontrar el patrón típico de surgencias con aguas más frías en la costa por medio de imágenes de SST. Sin embargo, este estudio únicamente se realizó en la corriente de California, donde los efectos de surgencias por vientos ya han sido altamente estudiados. En el caso del GC, principalmente en la zona de las GI, los efectos advectivos que generan una mezcla vertical son más dinámicos y variados, como es el caso de las fuertes y amplias corrientes por marea, las cuales ocasionan una gran variabilidad del sistema con velocidades de corriente significativas a lo largo de los canales y umbrales (Álvarez-Borrego, 1983; Paden et al., 1991; Carbajal y Backhaus, 1997; Torres-Valdés, 2000; Torres-Delgado, 2004). Mucha de la disipación de mezcla y energía de mareas en el golfo puede ser atribuida a fricción del fondo. Sin embargo, en los canales, se ha encontrado variabilidad de SST significativa con respecto a la frecuencia de mareas aun en donde la profundidad es del orden de cientos de metros. Estudios *in situ* durante un crucero oceanográfico en Noviembre de 1984 (Paden y Hendershott, 1986), con el objetivo de determinar la estructura vertical de la SST a lo largo del San Esteban, sus resultados de los contornos de las isoterms, sugieren la presencia de un salto hidráulico interno o rompimiento de ondas internas en el lado del umbral en condiciones

de marea viva. Datos de un CTD en el mismo sitio, mostró inversiones de densidad debido a una fuerte mezcla vertical por arriba de los 300 – 500 m (Bray et al., 1986). Los umbrales separan el agua fría del golfo y por medio de los procesos de mezcla, se ocasiona la introducción de aguas frías del orden de 8 °C hacia la capa superficial en la cuenca de Guaymas. Sin embargo, patrones similares se han registrado en el Canal de Ballenas donde otras anomalías de SST frías existen (Paden et al., 1991).

En general, el enriquecimiento de nutrientes en la capa superficial de la región de las GI, se debe principalmente a la influencia del Agua Subsuperficial Subtropical (ASST) proveniente del Pacífico por la circulación termohalina y es transportada hacia la superficie como consecuencia de la mezcla generada por mareas (Delgadillo-Hinojosa, 2001; Torres-Delgado, 2004). En verano, los primeros 50 m de profundidad están constituidos por 36% ASST, 57% Agua del Golfo de California (AGC) y 7% del Agua Superficial Ecuatorial (ASE). Mientras que en invierno se incrementa el porcentaje del ASST hasta 73% y disminuye la del AGC hasta 27% (Delgadillo-Hinojosa, 2001). Incluso los nutrientes como nitratos, fosfatos y silicatos, al igual que la concentración de Chla y la Producción Orgánica Primaria muestran valores altos, similares a las lagunas costeras del Océano Pacífico de BC en condiciones de surgencias de verano (Bustos-Serrano, 1991).

La región encontrada del Canal de Ballenas, con su respectivo desplazamiento de la pluma hacia el sureste del canal en la época de verano, agrupa a las concentraciones de Chlas altas ( $2 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST bajas (27 °C). Esto se debe principalmente a que el flujo subsuperficial penetra al Canal de Ballenas y posee características hidrográficas de la parte Sur del GC (baja SST y alta salinidad). La mezcla vertical introduce agua del flujo subsuperficial a la capa superficial homogenizando la columna de agua y en consecuencia la SST del Canal de Ballenas es inferior que fuera del canal donde la mezcla es menos intensa (Lozano-Oaxaca, 1990). Por medio de datos medidos de circulación, Soto-Mardones et al. (1999) determinaron el patrón de dirección superficial en verano el cual consistió en una dirección hacia el sur por el Canal de Ballenas.

La corriente hacia el sur por el Canal de Ballenas cambia su dirección hacia el norte entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón, debido a que un giro ciclónico en el alto golfo en verano ocasiona corrientes superficiales de sur a norte (Jiménez-Domínguez, 2004). Estas corrientes de sur a norte ocasionan que las aguas enriquecidas con Chla dentro de la región del Canal de Ballenas cambien su desplazamiento hacia el norte, las cuales pueden llegar hasta las costas de Sonora, como es el caso de los días 1 – 2 de Septiembre tanto para el 2003 y 2004 (Fig. 5) y 11 – 15 de Julio de 2006 (Figs. 6). En el caso del año 2005, sí se presentó el mismo patrón, sin embargo la magnitud del evento fue mucho menor en comparación con los años restantes (Figs. 5). Esto se debe principalmente a que el año 2005

fue un año anómalo en el verano, donde los patrones físicos cambiaron notablemente en algunas zonas como la Corriente de California, donde se puede mencionar retraso de las surgencias, elevada SST y baja productividad principalmente en el mes de Julio (Brodeur et al., 2006). A pesar de estar en un marco de referencia diferente como es el caso de las GI, los diagramas Hovmöeller del año 2005 dentro del Canal de Ballenas, mostraron que la concentración de Chla (Fig. 19) presentó una notable disminución en comparación de los años restantes. Al igual que una mayor SST (Fig. 20). Este análisis nos muestra que los factores que pudieron haber producido las anomalías de disminución de la Chla y la elevada SST, también fueron presentes en la zona de las GI.

La otra región ubicada en la costa de Sonora, donde se presentaron SST alta (34 °C) y concentraciones de Chla oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg m}^{-3}$ ) en verano, ya han sido reportadas en otros trabajos para los meses de Junio – Octubre en zonas costeras, donde se han registrado Chlas mesotróficas ( $< 1 \text{ mg m}^{-3}$ ) (Santamaría-del-Ángel et al., 1994b) y SST superficiales de 30 °C (Soto-Mardones et al., 1999). Esto se debe principalmente a una termoclina de verano muy fuerte, la cual dificulta la mezcla de la columna de agua, aún en condiciones de mareas vivas. Estudios *in situ* de perfiles verticales de temperatura de 1939 – 1990, mostraron que en invierno la profundidad de la capa de mezcla tuvo un máximo de 57 m, mientras en verano fue menor a 14 m (Martínez-Sepúlveda, 1994). Esto nos indica que en el verano hay una menor proporción de mezcla en la columna de agua y por lo tanto una menor cantidad de nutrientes, los cuales podrían ser transportados hacia la superficie. Es por esto que la región del Canal de Ballenas proporciona los nutrientes necesarios que son transportados por medio de las corrientes, hasta zonas donde no se generan localmente como es el caso de la costa de Sonora y sur del Canal de Ballenas (López-Vergara, 1993), e incluso hasta la zona central del GC (Torres-Valdés, 2000) para las condiciones de verano.

En general, en el verano, la mayor parte del GC tiene muy bajas concentraciones de pigmentos (Santamaría-del-Ángel et al., 1994b). Sin embargo, la zona de las GI presenta concentraciones más altas, principalmente en el Canal de Ballenas (Santamaría-del-Ángel et al., 1994b).

En las condiciones de invierno, la región del Canal de Ballenas y los umbrales de San Lorenzo y San Esteban, presentaron las SST menores del orden de 14 °C, durante toda la serie de imágenes del 2003 – 2006. Las SST bajas en el Canal de Ballenas se deben a los fuertes procesos de mezcla provocados por las corrientes de marea, las cuales dan como resultado una mezcla más homogénea en invierno (López-Vergara, 1993). Las Chlas fueron mucho mayores en comparación con el verano ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ), las cuales se encontraron principalmente en la zona central del área, en las costas de Sonora y en algunos casos en el Canal de Ballenas. El enriquecimiento invernal con nutrientes se genera por una intensificación

de las condiciones de mezcla debida al enfriamiento invernal, la cual a su vez, produce un aumento de la proporción del ASST que arriba a la capa superficial del GC. La mezcla vertical en la región de las GI es un mecanismo de porte de agua subsuperficial y profunda, que produce un enriquecimiento de nutrientes a las aguas superficiales del GC (Delgadillo-Hinojosa et al., 2006).

Las principales regiones que se encontraron en las condiciones de invierno, agruparon a concentraciones de Chlas eutrófica ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST de  $18 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ , las cuales se encontraron en la zona central. Estas Chlas eutróficas son producto de la presencia de ondas internas generadas por los intervalos amplios de marea (Santamaría-del-Ángel et al., 1994a), lo que ocasiona un transporte de nutrientes hacia la superficie principalmente en la zona de los umbrales (Lozano-Oaxaca, 1990). La región con Chlas eutróficas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST bajas ( $14 - 15 \text{ }^\circ\text{C}$ ), al sur de la isla Tiburón, se deben al esfuerzo del viento, el cual ocasiona surgencias (Paden et al., 1991), sin embargo esta región se restringió al Canal del Infiernillo y sur de isla Tiburón. La región en la costa de Sonora, al norte de isla Tiburón, presentó Chlas altas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST de  $17 \text{ }^\circ\text{C}$ , estas Chlas altas se deben a efecto de surgencias en invierno, las cuales llegan a ocasionar Chlas altas del orden de  $10 - 15 \text{ mg m}^{-3}$  en los meses de Noviembre – Mayo, y la primavera, sin embargo la variabilidad entre ambas zonas es mucho mayor porque las surgencias no ocurren al mismo tiempo en la zona norte y sur de la isla Tiburón (Santamaría-del-Ángel et al., 1994b).

A diferencia de estas regiones anteriores, la región del Canal de Ballenas mostró concentraciones de Chla oligotróficas y mesotróficas ( $< 1 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST bajas ( $14 \text{ }^\circ\text{C}$ ), en la mayoría de los casos, esto se debe a que esta región es donde la energía de marea se disipa más, al igual que en los umbrales de San Lorenzo y San Esteban al sur del Canal de Ballenas (García-Silva y Marinote, 2000). Esta dinámica alta ocasiona una mezcla continua en mareas vivas, las cuales conllevan a la presencia de aguas frías en la superficie. Debido a que los patrones de mezcla en el Canal de Ballenas y alrededor de los umbrales se encuentran sobre zonas muy profundas, las SST ahí son mucho más frías que aquellas generadas en zonas de mezcla donde la profundidad es más somera, resultando en un persistente empuje de aguas frías (Paden et al., 1991). Sin embargo el día 30 de Enero de 2004 (Fig. 5), se presentaron Chlas altas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) y SST altas ( $18 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ ) en el Canal de Ballenas, producto de la aparición de mareas muertas menores a un metro de altura, por lo cual la columna de agua se estabilizó y las condiciones fueron más propicias para el florecimiento de fitoplancton. A pesar de que la mezcla ocasiona una gran turbidez en el Canal de Ballenas, las altas concentraciones de Chla que se presentaron al final de las mareas vivas, se deben a que el fitoplancton necesita incrementar su capacidad de captación de fotones, acondicionándose a bajas irradiancias, produciendo mayor cantidad de pigmentos (Millán-Núñez y Álvarez-Borrego,

1978; Millán-Núñez et al., 1982; Millán-Núñez et al. 1987). En el Canal de Ballenas en condiciones de invierno, al igual que el alto golfo, el fitoplancton presenta una adaptación en términos de aumento de la cantidad de Chla por célula, además de una mayor eficiencia por unidad de Chla<sup>a</sup> siendo capaz de presentar producciones y razones de asimilación altas, bajo condiciones de luz intermitentes, similares a las de un medio turbio con mezcla vertical intensa (Santamaría-del-Ángel et al., 1996).

El desplazamiento de estas regiones en las condiciones de invierno implica procesos de circulación oceánica, como es el caso del año 2004 (Fig. 5), donde las SST bajas (14 °C) y Chlas bajas ( $< 1 \text{ mg m}^{-3}$ ) dentro del Canal de Ballenas tienden a desplazarse hacia el norte por la costa de BC. Esto se debe a que alrededor de la isla Ángel de la Guarda, la circulación superficial es hacia el norte por el Canal de Ballenas (Tanahara-Romero, 1997; Soto-Mardones et al., 1999). Sin embargo, la más relevante región corresponde a la presencia de un giro ciclónico en la zona comprendida entre isla Ángel de la Guarda y Tiburón, donde las Chlas altas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) provenientes de la costa de Sonora, se desplazan hacia el oeste hasta llegar a la costa de la isla Ángel de la Guarda y de BC, donde las Chlas son menores. Esta distribución de material biológico puede ser detectada por medio de datos de color del océano, y es de gran importancia en zonas donde las facilidades para que se desarrolle el fitoplancton son mucho menos adversas (Pegau et al., 2002). En el año 2005 y 2006 (Fig. 6), nuevamente existe la presencia de regiones con giros ciclónicos en la misma zona y al norte de BC, este patrón de giros ciclónicos contradice lo reportado para la zona norte del golfo, donde la mayoría de los giros con anticiclónicos, principalmente al norte de las GI (Paden et al., 1991; Carrillo et al., 2002; Jiménez-Domínguez, 2004), sin embargo, López-Calderón, (2005) mostró por medio de imágenes de viento superficial y concentración de Chla, que la circulación en invierno al norte de las GI es más lenta, más variable y no muestra un patrón definido la mayor parte del tiempo, al igual que Martínez-Díaz-De-León (2001), donde la presencia de un giro anticiclónico al norte de las GI, puede generar la presencia de giros ciclónicos de menor escala.

En general, el patrón de circulación de las regiones en invierno para la zona de las GI, muestra un intercambio de masas de agua entre ambas costas de BC y Sonora, el cual genera altas concentraciones de Chla, muy similar al patrón en el golfo norte (López-Calderón, 2005). El GC se enriquece con nutrientes durante el invierno con relación al verano, este enriquecimiento se debe al aporte de nutrientes por la baja estratificación. Con datos de concentración de nutrientes por unidad de área se estimó un enriquecimiento del 35 – 45% con nutrientes en invierno, respecto al verano. Mediante diagramas de mezcla se muestra que la zona de las GI es una fuente de nutrientes hacia la superficie, en donde la mezcla vertical controla los parámetros físicos y químicos (Torres-Valdés, 2000).

Únicamente se pudieron obtener imágenes de series continuas para las condiciones de mareas muertas en el invierno del 2003. Esto se debe principalmente a que el GC gana calor por la superficie en toda su longitud en un ciclo anual;  $83 \text{ W m}^{-2}$  en promedio global. La ganancia neta es mayor en el sur ( $110 \text{ W m}^{-2}$ ) que en el norte ( $72 \text{ W m}^{-2}$ ) debido a que la pérdida de calor por evaporación es mayor en el norte ( $1.0 \text{ m año}^{-1}$ ) que en el sur ( $0.6 \text{ m año}^{-1}$ ), lo cual es resultado de las características climáticas en ambas zonas (Castro-Valdez et al., 1994). Esto ocasiona un incremento en la estabilidad de la columna de agua en condiciones de marea muerta y muy probablemente un incremento en la nubosidad. El Canal de Ballenas gana calor de la atmósfera durante la mayor parte del año, excepto en los meses de Noviembre y Diciembre. La ganancia neta de calor es por lo menos dos veces mayor que las ganancias reportadas para la parte Norte del GC y el promedio general del GC. Donde la SST es un factor importante en la ganancia de calor del Canal de Ballenas, debido a que inhibe la presión de vapor del aire y a su vez estimula la ganancia de calor a través de la superficie (Lozano-Oaxaca, 1990).

En las condiciones de mareas muertas en el invierno, se presentan concentraciones de Chla menores ( $< 1 \text{ mg m}^{-3}$ ) en comparación con las condiciones de mareas vivas ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) para la misma temporada. Esto se debe a la baja mezcla por mareas a lo largo de la zona de las GI. Sin embargo, al inicio de las mareas vivas el 10 de Enero de 2003 (Fig. 7), se distingue una región con un incremento en la concentración de Chla al sur de la isla Tiburón y en el Canal de Ballenas, el cual se intensifica los dos días siguientes. Este incremento al final de la serie es producto del comienzo de la mezcla vertical por mareas vivas.

El transecto longitudinal dentro del Canal de Ballenas para los cuatro años (Fig. 20), mostró patrones similares en el intervalo de la SST, donde los máximos de SST de  $35 \text{ }^\circ\text{C}$  registrados fueron en los meses de Julio – Septiembre del 2003 al 2006. Los mínimos de  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  se registraron en los meses de Enero – Marzo. En el caso particular de la Chla (Fig. 19), durante los meses de invierno y primavera, se presentaron las Chlas más altas ( $8 - 10 \text{ mg m}^{-3}$ ), a diferencia de los meses de verano con concentraciones mínimas ( $1 \text{ mg m}^{-3}$ ), sin embargo en el año 2004 se presentaron florecimientos en el mes de Julio, muy posiblemente a procesos de mezcla muy intensos. Esta estacionalidad muy marcada en el Canal de Ballenas concuerda con el trabajo realizado por Santamaría-del-Ángel et al., (1994b), donde las concentraciones de Chla fueron mayores en invierno ( $10 \text{ mg m}^{-3}$ ) en invierno y menores a  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  en los meses de verano, sin embargo durante los meses de verano existen fluctuaciones de Chlas relativamente altas ( $5 \text{ mg m}^{-3}$ ). Las áreas con mayor disipación de la energía de marea  $M_2$  son el sur de la isla Tiburón, alto Golfo y la zona de las GI, principalmente el Canal de Ballenas, San Lorenzo, San Esteban y el umbral de San Esteban (Argote et al., 1995). La zona particular del Canal de Ballenas presenta algunas diferencias importantes con respecto a la zona

adyacente, donde la mezcla por mareas y por fenómenos hidráulicos internos están concentrados sobre los umbrales del Canal de Ballenas creando intensos frentes térmicos (Argote et al., 1995; Paden et al., 1991). Aparentemente esta mezcla se debe a la fricción que se ejerce en las paredes del canal y por turbulencia interna (Martínez-Sepúlveda, 1994).

Es difícil obtener imágenes que concuerden exclusivamente en las condiciones de flujo o reflujo de marea, sin embargo se pudieron obtener ciertos patrones característicos dentro del Canal de Ballenas. La mayoría de las imágenes en el verano, concordaron con las condiciones de flujo de marea, donde las SST menores (25 – 28 °C) se encontraron donde la altura de marea era mayor (3 m), las cuales corresponden a los periodos de mayor mezcla por mareas en el área. Cuando la altura de la onda de marea era máxima, también se registraron concentraciones de Chla altas ( $4 \text{ mg m}^{-3}$ ) como es el caso de los días 29 Agosto 2003 (Fig. 10), 29 Agosto 2004 (Fig. 11), 11 Julio 2006 (Fig. 13), en el caso del año 2005 (Fig. 12), las Chlas altas se registraron cuatro días después (1 Septiembre) de la máxima altura. Esto fue muy probablemente a que el año 2005 fue un año anómalo y los altos valores de Chla se encontraron conforme se estabilizaba la columna de agua (Muñoz-Barbosa, 1989).

También en las condiciones de flujo de marea, las mismas SST menores, al igual que las Chlas altas de  $4 \text{ mg m}^{-3}$  y  $10 \text{ mg m}^{-3}$  en el caso del año 2004, se encontraron en las micro-regiones de la costa de BC principalmente en BLA y el Umbral de San Lorenzo. Las SST bajas en estas dos zonas, se deben a que el proceso de la mezcla vertical homogeniza la columna de agua con aguas más frías en superficie (Torres-Delgado, 2004). Esta zona está limitada por frentes térmicos entre la Cuenca Delfín y el Umbral de San Lorenzo, los cuales ocasiona SST de 26 °C en verano (Argote et al., 1995). Debido a este proceso físico, los nutrientes aumentan su concentración en esta zona del Canal de Ballenas, donde la mezcla es mayor, aunado a una distribución vertical homogénea debido a los fuertes procesos de mezcla provocados por las corrientes de marea (Torres-Delgado, 2004). Esta relativamente alta concentración de Chla en los flujos de marea para los meses de verano, muestran ser una zona dinámica generadora de los nutrientes para las actividades fisiológicas del fitoplancton (López-Vergara, 1993).

Nuevamente se observa el desplazamiento hacia el sur de la pluma de Chla alta y SST fría, sin embargo, fueron identificadas aquellas donde las SST eran más frías y por consiguiente son micro-regiones donde se presenta la mayor mezcla vertical, como es el caso de la costa de BC, principalmente en BLA y el Umbral de San Lorenzo. Algunas de las lagunas costeras adyacentes al CB, principalmente BLA, reciben una influencia notoria en la variación de la concentración de nutrientes debido a los procesos de mezcla por efecto de mareas en el Canal de Ballenas (Bustos-Serrano et al., 1996), estos efectos se intensifican en esta zona y ocasionan la respuesta en ambas variables.

En la época de invierno, las condiciones de post-marea viva en reflujos, indican micro-regiones con un incremento en la concentración de Chla ( $6 \text{ mg m}^{-3}$ ) tanto en la costa de BC como de isla Ángel de la Guarda, como fue el caso de los días 10 – 12 de Enero de 2003 (Fig. 14). Esto se debe a que en la zona del Canal de Ballenas y Canal de San Esteban, la Chla se incrementa en invierno al estabilizarse la columna de agua (Cortés-Lara, 1995). Varios autores sugieren que las Chlas más altas en el Canal de Ballenas para el invierno, se presentan cuando la fluctuación de la amplitud de la marea es máxima (Muñoz-Barbosa, 1989; Rivera-Díaz, 1998), sin embargo, las imágenes del invierno para el 2003 – 2006, sugieren que las menores concentraciones de Chla se presentan cuando las condiciones de mezcla son máximas en la mayor amplitud de marea, como son los días 1 de Febrero de 2003 (Fig. 14), 22 Enero de 2004 (Fig. 15), 10 Enero de 2005 (Fig. 16) y 29 Enero de 2006 (Fig. 17). La respuesta de estos frentes al ciclo mareas vivas – muertas puede deberse a que en esta zona los gradientes horizontales de estratificación son más débiles durante todo el año (Brambila-Miranda, 1992). El intervalo de SST en estos días indica que el agua fría ( $14 \text{ }^\circ\text{C}$ ) es agua recién surgida por proceso de mezcla y trae una muy baja concentración de Chla, es necesario que se estabilice la columna de agua al momento de bajar la amplitud de marea para poder observar una respuesta en el incremento de la Chla.

El patrón general que se presenta en condiciones de flujo de marea, consiste en micro-regiones con concentraciones de Chla altas en la zona aledaña a BLA para los años de 2003 – 2006, al igual que aguas frías de  $14 - 16 \text{ }^\circ\text{C}$  sobre todo en la costa de BC, las cuales por la circulación de la zona llegan hasta la costa de la isla Ángel de la Guarda. El proceso pudiera ser un efecto de surgencia permanente, como lo mencionaron López et al. (2006), sin embargo, el sistema está respondiendo al régimen de mezcla inducido por marea que provocó una concentración elevada de nutrientes en la zona eufórica (Bustos-Serrano, 1991). Donde la surgencia como factor de fertilización se sustituye por el de mezcla inducida por la alternancia de mareas, pero el resultado podría ser el mismo, una onda de largo periodo (Muñoz-Barbosa, 1989; Martínez-Díaz-de-León, et al. 2006).

Es difícil establecer un patrón en las condiciones de reflujos, debido a que la mayoría de las imágenes fueron en las condiciones de flujo, sin embargo, se establece una circulación hacia el sur del Canal de Ballenas como se puede observar en las imágenes de los días 12 – 17 de Enero de 2005 (Fig. 16), donde las Chlas de  $4 \text{ mg m}^{-3}$  y las SST de  $18 \text{ }^\circ\text{C}$  se introducen en la parte norte del Canal de Ballenas. Mismo proceso que ocurre en los días 31 de Enero – 4 de Febrero de 2006 (Fig. 17).

## 7. Conclusiones

La zona de las GI es muy dinámica con una marcada estacionalidad respecto a la SST con valores máximos ( $> 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) en los meses de verano (Julio – Septiembre), y mínimos ( $< 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) en los meses de invierno (Diciembre – Febrero). Al igual que la concentración de Chla, la cual presenta los máximos ( $5 - 15\text{ mg m}^{-3}$ ) en los meses de invierno y primavera y los mínimos ( $< 2\text{ mg m}^{-3}$ ) en los meses de verano. Estos procesos se deben al aumento de la radiación solar en verano y disminución en invierno, respecto a las estaciones del año y a la capacidad de almacenar calor por parte del agua de mar.

A lo largo de la zona de las GI, en las condiciones de invierno se presentaron concentraciones de Chla mayores ( $6\text{ mg m}^{-3}$ ), en comparación con los máximos de verano ( $2\text{ mg m}^{-3}$ ). Esto se debe a la disminución en la capa de mezcla por a estratificación durante el verano.

El análisis de las FEO es una herramienta numérica importante, la cual puede ser utilizada para separar regiones y microregiones con diferentes condiciones oceanográficas en zonas con alta TKE, como lo fue la zona de las GI. En general, la isolinea del "score" cero puede ser utilizada como el mejor indicador de los desplazamientos diarios de las diferentes masas de agua con base en las variables utilizadas como la Cha y SST.

En el verano, los procesos físicos ocasionan una región con aguas frías ( $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) en el Canal de Ballenas, al igual que Chlas mesotróficas de  $2\text{ mg m}^{-3}$ , y por medio de la circulación oceánica de la temporada, estas propiedades son transportadas hacia la costa de Sonora e isla Tiburón. Un proceso similar de fertilización ocurre en el invierno, donde las regiones con Chlas más altas ( $6\text{ mg m}^{-3}$ ) provenientes de la costa de Sonora, son transportadas hacia el oeste hasta la costa de la isla Ángel de la Guarda y BC vía giros ciclónicos, lo cual ocasiona la fertilización de las mismas. Por lo tanto existe una interacción en la fertilización de ambas costas tanto en invierno como en verano.

En las condiciones de mareas vivas para ambas estaciones del año, se observan SST más bajas en comparación con las mareas muertas, debido a la gran mezcla por mareas. Sin embargo, en los meses de verano se muestra una respuesta más rápida en la biomasa fitoplanctónica, a diferencia de los meses de invierno. Esto es posiblemente a la escasez de radiación solar en invierno, la cual limita la penetración de luz en aguas donde la TKE es mayor.

## 8. Referencias

- Álvarez-Borrego, S. 1983. Gulf of California, México. En: B.H. Ketchum (ed). Ecosystem of the World, Vol. 26. Estuaries and Enclosed Seas. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam. 427-449.
- Álvarez-Borrego, S. 2002. Physical oceanography. En: Hidalgo-González, R. M. and Álvarez-Borrego, S. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Research II*. 51:739-752.
- Álvarez-Borrego, S., Gaxiola-Castro, G. 1988. Photosynthetic parameters of northern Gulf of California phytoplankton. *Continental Shelf Research*. 8(1):37-47.
- Argote, M. L., Amador, A., Lavín, M. F., Hunter, J. R. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 100(C8). 16103 – 16118.
- Armstrong, E. M. 2000. Variability off California during the upwelling season. *Remote Sensing Environment*. 73: 1-17.
- Badan-Dangon A.F., Koblinsky C.J., Baumgartner T. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanológica Acta*. 8, 13-22.
- Bogorov, B.G. 1957. Biogeographical regions of plankton of the North-Western Pacific Ocean and their influence on the deep sea. En: Campos, M.J., Mariño, J. 1984. El ciclo anual del fitoplancton en la Ría de Arosa (1978-1979). *Bol. Ins. Esp. Oceanog.* 1: 20-30.
- Brambila-Miranda, M. L. 1992. Detección de frentes térmicos en la zona norte del Golfo de California a partir de imágenes infrarrojas. Tesis de Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California, México. 73 pp.
- Brodeur, R. D., Ralston, S., Emmett, R. L., Trudel, M., Auth, T. D., Phillips, A. J. 2006. Anomalous pelagic nekton abundance, distribution, and apparent recruitment in the northern California Current in 2004 and 2005. *Geophysical Research Letters*. 33, L22S08.
- Brown O. B., Minnet, P. J. 1999. MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm, Algorithm Theoretical Basis Document. Technical Report. 91 pp.
- Bustos-Serrano, H., Millán-Núñez, R., Cajal-Medrano, R. 1996. Tidal effect on organic primary productivity in a coastal lagoon of Ballenas Channel, Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 22(2): 215-233.
- Campos, M.J., Mariño, J. 1984. El ciclo anual del fitoplancton en la Ría de Arosa (1978-1979). *Bol. Ins. Esp. Oceanog.* 1: 20-30.
- Carbajal, N., Backhaus, J. O. 1997. Simulation of tides, residual flow and energy budget in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*. 21(3): 429-446.
- Cárder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z., & Hawes, S., (2002). MODIS Ocean Science, Team algorithm Theoretical Basis Document, ATBD 19: Case 2 Chlorophyll-a, Version 6 (30 June 2002) p. 64. Available from:[http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod19.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod19.pdf)
- Carrillo, L., Lavín, M. F. Palacios-Hernández, E. 2002. Seasonal evolution of the geostrophic circulation in the Northern Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 54, 157-173.

- Castro-Valdez, R., Lavín, M. F. Ripa, P. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. *JGR*. 99(C2): 3249-3261.
- Cortés-Lara, M. 1995. Efecto de la mezcla vertical sobre la distribución de fitoplancton, nutrientes y Clorofila-a en dos regiones del Golfo de California en condiciones de verano. M. Sc. Thesis. FCM, México. 101 pp.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Gaxiola-Castro, G., Segovia-Zavala, J. A., Muñoz-Barbosa, A., Orozco-Borbón, M. V. 1997. The effect of vertical mixing on primary production in a bay of the Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 45, 135-148.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Macías-Zamora, J. V., Segovia-Zavala, J. A., Torres-Valdés, S. 2001. Cadmium enrichment in the Gulf of California. *Marine Chemistry*. 75, 109-122.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J. A., Huerta-Díaz, M. A., Atilano-Silva, H. 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep-Sea Research I*. 53, 1301-1319.
- Farfán, B.C., Álvarez-Borrego, S. 1983. Variability and fluxes of nitrogen and organic carbon at the mouth of a coastal lagoon. *Estuarine, Coastal and shelf Science*. 17: 599-612.
- García-Silva, G., Marinone, S. G. 2000. Tidal dynamics and energy budget in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 26(2): 323-353.
- Gaxiola-Castro, G., García-Cordova, J., Valdez-Holguin, J. E., Botello-Ruvalcaba, M. 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.
- González-Silvera, A., Santamaría-del-Ángel, E., García, V.M.T., García, C.A.E., Millán-Núñez, R., Muller-Karger, F. 2004. Biogeographical regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America: classification based on pigment (CZCS and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability. *Continental Shelf Research*. 24, 983-1000.
- González-Silvera, A., Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R. 2006. Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas confluence and the La Plata Pluma as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research*. 111:C06010.
- Hidalgo-González, R. M., Álvarez-Borrego, S. 2001. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanología Acta* 24(1), 19-28.
- Hidalgo-González, R. M., Álvarez-Borrego, S. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Research II*. 51:739-752.
- Jegadeesan, P., Ayyakkannu, K. 1986. Phytoplankton studies in Vetta backwaters (Coleroon estuarine complex) of the coastal of Southeast India. *Ciencias Marinas*. 12(1): 33-49.
- Jensen, J. R. 2005. *Introductory digital image processing a remote sensing perspective*. Prentice Hall Series. USA. 526 pp.

- Jiménez-Domínguez, A. 2004. Efecto de la variabilidad espacial y temporal del viento sobre la circulación estacional del Golfo de California. Tesis de Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California, México. 29 pp.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., Caverhill, C. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*. 17 (6), 1245-1271.
- López, M., Candela, J., Argote, M. 2006. Why does the Ballena Channel have the coldest SST in the Gulf of California?. *Geophysical Research Letters*. 33, L11603.
- López-Calderón, J. M. 2005. Variabilidad anual e interanual de la clorofila-a (SeaWiFS) y el viento superficial (QuikSCAT) en el Alto Golfo de California: su circulación y asociación. M. Sc. Thesis. FCM, México. 62 pp.
- López-Vergara, A. T. 1993. Caracterización del fitoplancton y su relación con algunas variables físicas y químicas en la región de las grandes islas en el Golfo de California. Tesis Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, México. 65 pp.
- Lozano-Oaxaca, A. R. 1990. Variación estacional de la estratificación en el Canal de Ballenas. Tesis de Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California, México. 46 pp.
- Lluch-Cota, S.E. 2000. Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanologica Acta*. 23(6): 731-740.
- Martínez-Díaz-de-León, A. 2001. Upper-Ocean Circulation patterns in the northern Gulf of California, Expresses in ERS-2 Synthetic Apertura Radar Imagery. *Ciencias Marinas*. 27(2): 209-221.
- Martínez-Díaz-de-León, A., Pacheco-Ruíz, I., Delgadillo-Hinojosa, F., Zertuche-González, J. A., Chee-Barragán, A., Blanco-Betancourt, R., Guzmán-Calderón, J. M., Gálvez-Telles, A. 2006. Spatial and temporal variability of the sea surface temperatura in the Ballenas-Salsipuedes Channel (central Gulf of California). *Journal of Geophysical Research*. 111. C02008.
- Martínez-Sepúlveda, M. 1994. Descripción de la profanidad de la capa mezclada superficial en el Golfo de California. Tesis de Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, México. 48 pp.
- Millán-Núñez, R., Álvarez-Borrego, S. 1978. Series de tiempo de pigmentos fotosintéticos en dos lagunas costeras de Baja California. *Marinas*. 5(2): 41 – 52.
- Millán-Núñez, R., Álvarez-Borrego, S., Nelson, D. M. 1982. Effects of physical phenomena on the distribution of nutrients and phytoplankton productivity in a coastal lagoon. *Estuaries, Coastal and Shelf Science*. 15: 317 – 335.
- Millán-Núñez, R., Álvarez-Borrego, S., Trees, C.C. 1996. Relationship between deep chlorophyll maximum and surface chlorophyll concentration in the California Current System. *CalCOFI Rep*. 37: 241-250.
- Millán-Núñez, R., Ripa-Soleno, E. Aguirre-Buenfil, L. A. 1987. Preliminary study of the composition and abundante of phytoplankton and chlorophytes in Laguna Ojo de Liebre, BCS. *Ciencias Marinas*. 13(1): 30 – 38.
- Muñoz-Barbosa, A. 1989. Variación de la productividad orgánica primaria, clorofila y seston en la ensenada norte de Bahía de Los Ángeles, Baja California (Invierno de 1987). Tesis de

Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California, México. 59 pp.

- Paden, C. A., Abbott, M. R., Winant, C. D. 1991. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California, 1, Sea surface temperature variability. *JGR*. 96 (C10). 18337 – 18359.
- Paden, C. A., M. C. Hendershott. 1986. Observations of temperature finestructure in the Gulf of California: XBT data report, November 1984/March 1985, SIO Ref. 86 – 14, Scripps Inst. Of Oceanogr., La Jolla, Calif. En: Paden, C. A., Abbott, M. R., Winant, C. D. 1991. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California 1. Sea surface temperature variability. *JGR*. 96 (C10). 18337 – 18359.
- Pegau, W. S., Boss, E., Martínez, A. 2002. Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*. 29(9), 1 – 3.
- Platt, T., Sathyendranath, S., Longhurst, A., Wilson, T. R. S., Woods, J., Takahashi, T. 1995. Remote sensing of primary production in the ocean: Promise and fulfillment [and Discussion]. *Philosophical Transactions: Biological Sciences*. 348(1324), 191-202.
- Preisendorfer, R.W. 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. En: Eslinger, D.L., J.J. O'Brien, R.L. Iverson. 1989. Empirical Orthogonal Function Analysis of Cloud-Containing Coastal Zone Color Scanner Images of Northeastern North American Coastal Waters. *J. Geophys. Res.* 94(C8): 10884-10890.
- Rivera-Díaz, C. 1998. Variación temporal de la Clorofila-a en dos localidades del alto Golfo de California. Tesis de Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California, México. 55 pp.
- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: Van Andel, Tj. H. y G.G. Shor Jr. (Eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: a symposium*, AAPG 3, 30-58.
- Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R. 1991. Variación de la estructura fitoplanctónica en Puerto Don Juan, Bahía de los Ángeles, Baja California, México. Verano de 1986. *Ciencias Marinas*. 17(2): 1-24.
- Santamaría-del-Ángel, E., Millán Núñez, R., Cajal-Medrano, R. 1992. Effect of the turbulent kinetic energy on the spatial distribution of chlorophylla in a small coastal lagoon. *Ciencias Marinas*. 18(4): 1-16.
- Santamaría-del-Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., Müller-Karger, F.E. 1994. The 1982-1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*. 99(C4), 7423 - 7431.
- Santamaría-del-Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., Müller-Karger, F.E. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*. 99 (C4): 7411-7421.
- Santamaría-del-Ángel, E. M., Millán-Núñez, R., De-La-Peña-Nettel, G. 1996. Effecton of tubidity on primary productivity at two stations in the area of the Colorado River Delta. *Ciencias Marinas*. 22(4): 483-493.

- Simpson, J.H., Souza nA.J., Lavín M.F. 1994. Tidal mixing in the Gulf of California. En: Hidalgo-González, R.M., Álvarez-Borrego, S. 2000. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*. 24(1): 19-28.
- Soto-Mardones, L., Marinone, S. G., Parés-Sierra, A. 1999. Time and spatial variability of the sea surface temperatura in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 25(1): 1-30.
- Sournia, A., Birrien, J.L., Douvillé, J.L., Klein, B., Viollier, M. 1987. A daily study of diatom spring blooms at Roscoff (France) in 1985. The Spring within the annual cycle. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 25: 355-367.
- Tanahara-Romero, S. A. 1997. Estudio de la circulación debida al forzamiento por viento en la zona norte del Golfo de California durante invierno. M. Sc. Thesis. CICESE, México. 61 pp.
- Tenorio-González, M. A. 1985. Obtención y procesado de imágenes de satélite para observación de patrones de temperatura superficial en el Golfo de California. Tesis Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, México. 38 pp.
- Torres-Delgado, E. V. 2004. Distribución espacial de nutrientes inorgánicos en la región de las grandes islas del Golfo de California bajo condiciones de invierno. M. Sc. Thesis. FCM, México. 89 pp.
- Torres-Valdés, S. 2000. Distribución espacial y variabilidad temporal de nutrientes en el Golfo de California. M. Sc. Thesis. FCM, México. 62 pp.