

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**VARIACIÓN TEMPORAL DE LOS PIGMENTOS Y
CARACTERÍSTICAS BIO-ÓPTICAS DEL FITOPLANCTON EN LA
ESTACIÓN ANTARES BAJA CALIFORNIA.**

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

JOSÉ JONATAN SANTANDER CRUZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. OCTUBRE DE 2012

RESUMEN

En este trabajo se reportan los primeros datos generados en la estación de monitoreo costero *ANTARES BAJA CALIFORNIA*, lo que ha permitido estudiar y entender mejor la fuerte variabilidad que ocurre en la estación en lo que se refiere a sus características bio-ópticas, permitiendo también hacer una primera inferencia sobre el ajuste de los datos derivados de sensores remotos. Este estudio reporta datos del periodo entre mayo del 2007 y diciembre de 2010. La estación se localiza a 10 millas náuticas de la costa de la península de Baja California, frente a la ciudad de Ensenada (31.75°N, 116.96°W). Se realizaron 17 cruceros para la recolecta de muestras discretas a profundidades estándares. Para estos mismos días se procesaron imágenes de los sensores MODIS/Aqua y SeaWiFS (NASA) para evaluar el ajuste entre los datos *in situ* y los del sensor, además de conocer la influencia de procesos de mesoescala sobre esta. En cada ocasión se tomaron muestras para la determinación de la concentración de pigmentos del fitoplancton, nutrientes nitrogenados y las propiedades ópticas coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton ($a_{ph}(\lambda)$), por el detrito ($a_d(\lambda)$) y por la Materia Orgánica Disuelta Cromofórica ó CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$). Los resultados muestran una fuerte variabilidad de la concentración de pigmentos, cuyos cambios pueden ser asociados a un evento frío de características interanuales, que afectó casi todo el periodo de estudio. En especial en el 2008-2009 se observaron las mayores concentraciones de clorofila-a (Chla) mientras las menores ocurrieron en el año de 2010. En la vertical, la concentración de pigmentos se distribuyó presentando uno o dos máximos, los cuales en general estuvieron presentes cercanos a la nitraclina, lo que indica la importancia de los procesos fisicoquímicos en la distribución vertical del fitoplancton. Los coeficientes $a_{ph}(440)$, $a_{ph}(675)$, $a^*_{ph}(440)$, y $a^*_{ph}(675)$ presentan una variabilidad temporal y en profundidad también asociada a la distribución de la Chla y por lo tanto al evento frío. Entretanto, las dos formas espectrales del fitoplancton identificadas presentaron un patrón de variación temporal y en profundidad muy variable, lo que lleva a la necesidad de incrementar la base de datos para poder definir mejor las causas de esta variabilidad. $a_{CDOM}(440)$ y $a_{ph}(440)$ dominan la contribución relativa al total de la luz absorbida, aunque la participación de cada componente puede variar en el tiempo. Esto explica el alto error cuadrático medio (RMSE = 35%) asociado a la relación $Chla_{SAT} \times Chla \text{ in situ}$. El uso de imágenes de satélite, en complemento a la obtención de datos *in situ*, permitió evaluar el efecto de procesos costeros y/u oceánicos que afectan la estación facilitando así la interpretación de los resultados obtenidos.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

**VARIACIÓN TEMPORAL DE LOS PIGMENTOS Y
CARACTERÍSTICAS BIO-ÓPTICAS DEL FITOPLANCTON EN LA
ESTACIÓN ANTARES BAJA CALIFORNIA.**

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

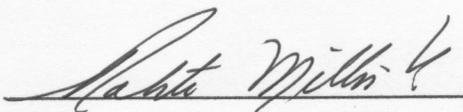
JOSÉ JONATAN SANTANDER CRUZ

Aprobada por:



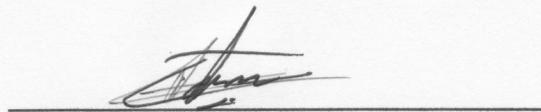
Dra. Adriana G. González Silvera

Director de tesis



Dr. Roberto Millán Núñez

Sinodal



Dr. Eduardo M. Santamaría del Ángel

Sinodal

Dedicatoria

A la parte fundamental de mi familia, mis Abuelitos Carlos Cruz Oviedo y Eulalia Vázquez Torres que con su ejemplo, confianza, apoyo y enseñanzas de vida, las cuales fueron parte fundamental para la culminación y obtención de esta meta.

A mis Padres que en todo momento estuvieron apoyándome con sus oraciones.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas e Instituto de Investigaciones Oceanológicas, por otorgarme mi grado de Maestría en Ciencias en Oceanografía Costera, por la oportunidad de seguir creciendo tanto en lo académico como en lo personal.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por otorgarme la beca

Mi más sincero agradecimiento a la Dra. Adriana G. González Silvera por la confianza depositada en mí tanto en lo académico como en lo personal, su enorme paciencia, su gran comprensión y por haberme impulsado y apoyado durante mi formación como investigador, desde mi servicio social hasta la obtención de mi grado de Maestría.

Me gustaría agradecer al Dr. Roberto Millán Núñez por su amistad guía y apoyo durante este proceso. En especial por las largas horas de laboratorio en compañía de TRES PATINES Y LA TREMENDA CORTE. También agradezco el suministro continuo de COCAS CHERRY y MEMBRILLOS que me mantuvieron al pie del cañón.

Expreso mi humilde agradecimiento al Dr. Eduardo Martín Santamaría del Ángel por su apoyo y guía en todo momento durante mi formación, por su crítica constructiva e incansable paciencia en la lectura y corrección mi tesis, pero sobre todo por la amistad y confianza brindada. Aunado al nuevo término "Ajonatanar" el cual será aplicado a las futuras generaciones.

Agradezco al grupo de química mariana a cargo del doctor Camacho Ibarra por el apoyo brindado en el análisis de los nutrientes inorgánico, para la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA*.

De igual forma agradezco el apoyo a los programas internos UABC: La Onceava con el No. 342, la Doceava con el No: 353 y la Catorceava con el No: 363 con los cuales fueron solventados los gastos para esta investigación.

INDICE

RESUMEN.....	I
APROBACION.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
INDICE.....	V
INDICE DE FIGURAS.....	VII
INDICE DE TABLAS.....	IX
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS.....	9
2.1. Objetivo General	9
2.1.1. Objetivos Específicos.....	9
3.ÁREA DE ESTUDIO	11
4.MÉTODO	13
4.1. Muestreo <i>in situ</i>	13
4.2. Mediciones en Laboratorio	14
4.2.1 Concentración de Pigmentos.....	14
4.2.2. Análisis de Nutrientes Inorgánicos	15
4.2.3. Coeficientes de Absorción de luz por las partículas en suspensión	15
4.2.4. Coeficientes de Absorción por la materia orgánica disuelta cromofórica (CDOM).....	16
4.3. Imágenes de satélite	18
5. RESULTADOS	20
5.1. Composición de pigmentos del fitoplancton	20
5.2 Coeficiente de absorción de luz del fitoplancton.....	25
5.3 Forma espectral de $a_{ph}(\lambda)$	33
5.4 Coeficiente de absorción de luz por la Materia Orgánica Disuelta con Color (CDOM), $a_{CDOM}(\lambda)$	37
5.5 Contribución porcentual a la absorción total de luz a los 440 nm por el fitoplancton, detrito y CDOM en superficie.....	42
5.6 Imágenes de color del océano de los días de muestreo	43
5.7 Comparación Chla <i>in situ</i> x Chla satélite	48
6. DISCUSIÓN	49
6.1. Variabilidad de la concentración de Chla y pigmentos y composición de la comunidad	49

6.2. Coeficiente de absorción de luz del fitoplancton	53
6.3. Forma espectral de $a_{ph}(\lambda)$	55
6.4. Razón $a_{ph}(440):a_{ph}(675)$	56
6.5. Variabilidad temporal de $a_{CDOM}(\lambda)$	58
6.6. La estimación de la Chla por sensores remotos.....	61
7. CONCLUSIÓN.....	63
8. BIBLIOGRAFÍA.....	65
APENDICE	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Espectro de absorción de luz (la paleta indicada abajo simula los colores en el visible) por los diferentes componentes del agua (datos tomados de muestreos en la estación <i>ANTARES BAJA CALIFORNIA</i>),.....	5
Figura. 2. En la imagen, se indica la posición de la estación <i>ANTARES BAJA CALIFORNIA</i> marcada con un punto de color blanco. Imagen de color verdadero MODIS/Aqua a 1 km de resolución espacial.	12
Figura. 3. Concentración de pigmentos (mg/m^3) en la columna de agua para los diferentes días de muestreo (eje superior). La línea negra corresponde a la concentración de NO_3+NO_2 (eje inferior).	22
Figura. 4. Concentración de pigmentos (mg/m^3) en la columna de agua para los diferentes días de muestreo (eje superior). La línea negra corresponde a la concentración de NO_3+NO_2 (eje inferior).	23
Figura. 5. Concentración de Chla (mg/m^3) de los días de muestreo y en profundidad, en la figura también se observan los paridos den los cuales no se recolecto muestra.	24
Figura 6 a) Relación entre $a_{\text{ph}}(440)$, b) $a_{\text{ph}}(675)$ y la concentración de Chla, la línea negra es la línea de la regresión.	26
Figura. 7. Espectros de absorción específicos del fitoplancton para los diferentes días de muestreo. Los colores de las líneas indican la profundidad a la cual fue recolectada la muestra, como se indica en la paleta de colores.	27
Figura. 8 Espectros de absorción específicos del fitoplancton para los diferentes días de muestreo. Los colores de las líneas indican la profundidad a la cual fue recolectada la muestra, como se indica en la paleta de colores.	28
Figura. 9 Espectros de absorción específicos del fitoplancton para los diferentes días de muestreo. Los colores de las líneas indican la profundidad a la cual fue recolectada la muestra, como se indica en la paleta de colores.	30
Figura. 10. Variación de $a_{\text{ph}}(440)$ (a) y $a_{\text{ph}}(675)$ (b) (eje y) por profundidad (eje z) y día de muestreo (eje x). A un lado se indican los colores que representan cada profundidad.	31
Figura. 11 Variación de $a_{\text{ph}}(440)$ (a) y $a_{\text{ph}}(675)$ (b) (eje y) por profundidad (eje z) y día de muestreo (eje x). A un lado se indican los colores que representan cada profundidad.	32

Figura. 12. a) Formas espectrales típicas del fitoplancton y b) Dendrograma de las formas espectrales del fitoplancton donde se observa el porcentaje de similitud entre las dichas formas. Los colores indicados en las curvas (a) se equivalen a los colores utilizados en (b).	35
Figura. 13. Formas espectrales del coeficiente de absorción del fitoplancton, donde (a) es el Grupo 1, (b) es el Grupo 2 y la línea negra marca el promedio.	36
Figura. 14. Espectros de absorción del CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$) para cada día de muestreo y por profundidad. Se indica la profundidad que corresponde a cada color en la paleta a la derecha	38
Figura. 15. Espectros de absorción del CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$) para cada día de muestreo y por profundidad. Se indica la profundidad que corresponde a cada color en la paleta a la derecha.	39
Figura. 16. Espectros de absorción del CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$) para cada día de muestreo y por profundidad. Se indica la profundidad que corresponde a cada color en la paleta a la derecha.	40
Figura. 17. Serie de tiempo de la pendiente S (nm^{-1}). En la figura se indica la leyenda diferenciando cada profundidad (m).	41
Figura. 18. Porcentaje de contribución de $a_{ph}(440)$, $a_d(440)$ y $a_{CDOM}(440)$ a la absorción total de luz durante el periodo de muestreo.	42
Figura. 19. Imágenes de Chla (mg/m^3) correspondiente al día de muestreo o al promedio de dos días. El punto blanco indica la posición de la estación <i>ANTARES BAJA CALIFORNIA</i> . En la imagen se indica la fecha y la paleta de color.	45
Figura. 20. Imágenes de Chla (mg/m^3) correspondiente al día de muestreo o al promedio de dos días. El punto blanco indica la posición de la estación <i>ANTARES BAJA CALIFORNIA</i> . En la imagen se indica la fecha y la paleta de color.	46
Figura. 21. Imágenes de Chla (mg/m^3) correspondiente al día de muestreo o al promedio de dos días. El punto blanco indica la posición de la estación <i>ANTARES BAJA CALIFORNIA</i> . En la imagen se indica la fecha y la paleta de color.	47
Figura. 22. Diagrama de dispersión entre los datos de Chla MODIS y Chla <i>in situ</i> (mg/m^3), donde la línea negra indica la relación 1:1.....	48
Figura. 23. Relación entre la razón R(440/675) y la Chla (mg/m^3). La línea indica el ajuste lineal a estos datos.	57
Figura. 24. Relación entre $a_{CDOM}(350)$, y la concentración de Chla.....	61

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I Días en los cuales se tomó la muestra en campo..... 13

Tabla II Clasificación y grupo al cual pertenecen los pigmentos del fitoplancton (adaptado de Jeffrey *et al.* 1997). En la columna "Clasificación" se definen Cla (Clorofilas), PPS (Pigmentos Fotosintéticos) y PPC (Pigmentos Fotoprotectores)..... 71

Tabla III. Valores mínimo (Min), máximo (Max) y promedio (Prom) de $a_{CDOM}(\lambda)$ a los 350nm y 440nm, de todas las profundidades muestreadas. 72

1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático en la actualidad es un tema de preocupación, discusión y estudio en todo el mundo. Algunas investigaciones se han centrado en el estudio del papel del fitoplancton oceánico en el ciclo global del carbono (Fasham, 2003) y en la biogeoquímica del dióxido de carbono (Cai y Wang, 1998). Sin embargo, aún no se sabe con certidumbre si los océanos ayudan a mitigar el aumento de los gases antropogénicos como el CO₂ en escalas de tiempo de años a décadas. La zona costera representa una pequeña proporción de todos los mares, pero juega un papel muy importante por presentar los flujos más intensos de CO₂ (Smith y Hollibaugh, 1993; Kempe, 1995). La comprensión de los procesos que controlan el flujo de elementos en esta zona aún no es completa y el problema está en la fuerte variación espacio temporal de los parámetros involucrados en estos flujos, como la producción primaria del fitoplancton.

La generación de series de tiempo de larga duración se ha propuesto como una forma de las más importantes para evaluar cambio climático (Ducklow *et al.*, 2009). Este autor hace énfasis a la necesidad de entender los procesos ecológicos que ocurren en los océanos y de esta manera, mejorar los modelos físico-biogeoquímicos-ecológicos que se utilizan en la actualidad. Para esto, es necesaria la obtención de datos a escalas espaciales amplias y con una alta periodicidad, lo que ha sido posible gracias a los sensores remotos que permiten estimar el color del océano y la temperatura superficial del mar. Entretanto, para que los datos derivados de sensores remotos puedan ser usados apropiadamente, estas estimaciones deben ser comparadas y calibradas comparando con datos de campo de alta calidad. Además, el sensor remoto solo "observa" la superficie del océano y no permite que se determinen varias propiedades de relevancia ecológica como biodiversidad y tasas de procesos ecológicos. Por lo tanto, la mejor opción ha sido combinar: a) datos de sensores

remotos con alta resolución espacial y temporal; b) datos de campo de estaciones puntuales medidos por métodos de alta calidad aunado a la medición de otras variables adicionales a aquellas medidas por los sensores remotos. Esta combinación de aproximaciones va a permitir: a) la posibilidad de mejorar los algoritmos utilizados para la estimación de las propiedades que pueden ser medidas por los sensores ($Chl_{a_{sat}}$); b) usando aproximaciones apropiadas, tener información de toda la zona productiva de la columna de agua (componente vertical) y tener información de aquellas áreas no muestreadas por las embarcaciones (en espacio y tiempo) a partir de los datos de las imágenes.

Los sensores remotos de color del océano han presentado información de procesos y estructuras oceanográficas a muchas escalas en los océanos, explicando así una serie de procesos biológicos y ecológicos (McClain *et al.*, 1998). En especial, la detección remota de la concentración de la clorofila-a del fitoplancton ($Chl_{a_{SAT}}$) viene siendo utilizada desde el lanzamiento, en 1978, del sensor Coastal Zone Color Scanner (CZCS) (Antoine *et al.*, 2005). Los datos generados por el CZCS y la generación posterior a él, que incluye el Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) y MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer (MODIS), han sido utilizados en estudios de la dinámica oceánica, biogeoquímica y cambio climático global (McClain *et al.*, 2002; Gregg *et al.*, 2003; Behrenfeld *et al.*, 2005; Yoder y Kennelly, 2006).

En especial durante la última década ha crecido también el interés en estimar de forma remota las propiedades ópticas inherentes, como son las características de absorción y esparcimiento de la luz por el agua y sus componentes (material disuelto y en suspensión) (Garver and Siegel, 1997; Lee *et al.*, 1998; Carder *et al.*, 1999; Loisel *et al.*, 2001; Morel y Maritorena, 2001; Maritorena *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2005a, 2005b; Hu *et al.*, 2006).

Las propiedades ópticas inherentes (POI) y aparentes (POA) definen la variabilidad óptica de la capa superior de los océanos (Kirk, 1994). Las POI varían o dependen solamente de los constituyentes del agua, y son dadas por el coeficiente de absorción de luz ($a(\lambda)$) y el coeficiente de esparcimiento ($b(\lambda)$), los cual es varían con la longitud de onda (λ). Las POA son aquellas propiedades que están influenciadas por la distribución angular del campo de luz incidente o varían con ella, esto es, presentan una variabilidad diaria asociada al ciclo solar (naciente al poniente). Estas son la reflectancia ($R_w(\lambda)$) y el coeficiente de atenuación para la luz difusa (K_d) (Kirk, 1994). Las variaciones en las POI están directamente relacionadas a cambios en la concentración, distribución de tamaño y composición del material particulado y/o del material disuelto, lo que provee la posibilidad de cuantificar otras variables como carbón particulado (Balch *et al.*, 2005; Stramski *et al.*, 2007) o en el monitoreo de la calidad del agua (Bisset *et al.*, 2005) o de florecimientos de fitoplancton (Cannizzaro *et al.*, 2008).

En el análisis de absorción de luz por el agua ($a(\lambda)$) es importante considerar sus componentes como se describe en la siguiente ecuación Mitchell *et al.*, (2000):

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_p(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) \quad (\text{Ec. 1})$$

donde λ es la longitud de onda, $a_w(\lambda)$ es el coeficiente de absorción del agua pura, $a_p(\lambda)$ es el coeficiente de absorción por el material particulado y $a_{CDOM}(\lambda)$ es el coeficiente de absorción por el material disuelto en el agua ó CDOM. La absorción debida al material particulado puede descomponerse a su vez en:

$$a_p(\lambda) = a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) \quad (\text{Ec. 2})$$

donde $a_{ph}(\lambda)$ representa el coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton y $a_d(\lambda)$ el coeficiente de absorción de luz por el orgánico y/o inorgánico no vivo, denominado detritus (Sosik y Mitchell, 1995).

Cada uno de estos componentes presentes en el agua de mar presentan un espectro de absorción de luz típico (Fig. 1), es decir, absorben luz en preferencia a longitudes de onda en el espectro del visible (400 a 700 nm) ó ultravioleta (250 a 400 nm) (Kirk, 1994). Por lo tanto:

- a) el agua pura ($a_w(\lambda)$) absorbe la luz entre los 750 a 800 nm, que corresponde a la longitud de onda del color rojo.
- b) el fitoplancton presenta un espectro de absorción ($a_{ph}(\lambda)$) caracterizado por dos máximos, a 440 y 675 nm, los cuales están relacionados a la absorción por la Chla.
- c) el detrito ($a_d(\lambda)$) absorbe con un aumento exponencial hacia las menores longitudes de onda (colores ultravioleta).
- d) el CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$) presenta una absorción exponencial, hacia el UV del espectro, entre 400 y 250 nm (Fig. 1).

El fitoplancton tiene un papel central en la variabilidad óptica de la capa superior de los océanos, además de ser el principal productor primario (Kirk, 1994). Además, su variabilidad tiene consecuencias en la atenuación de luz y en la determinación remota de la Chla (Sosik y Mitchell, 1995). Por estas razones y debido al aumento en el uso de sensores remotos, hay una demanda creciente del conocimiento básico de la magnitud, y fuente de la variabilidad de las propiedades ópticas del fitoplancton en la capa superficial del océano (IOCCG, 2006).

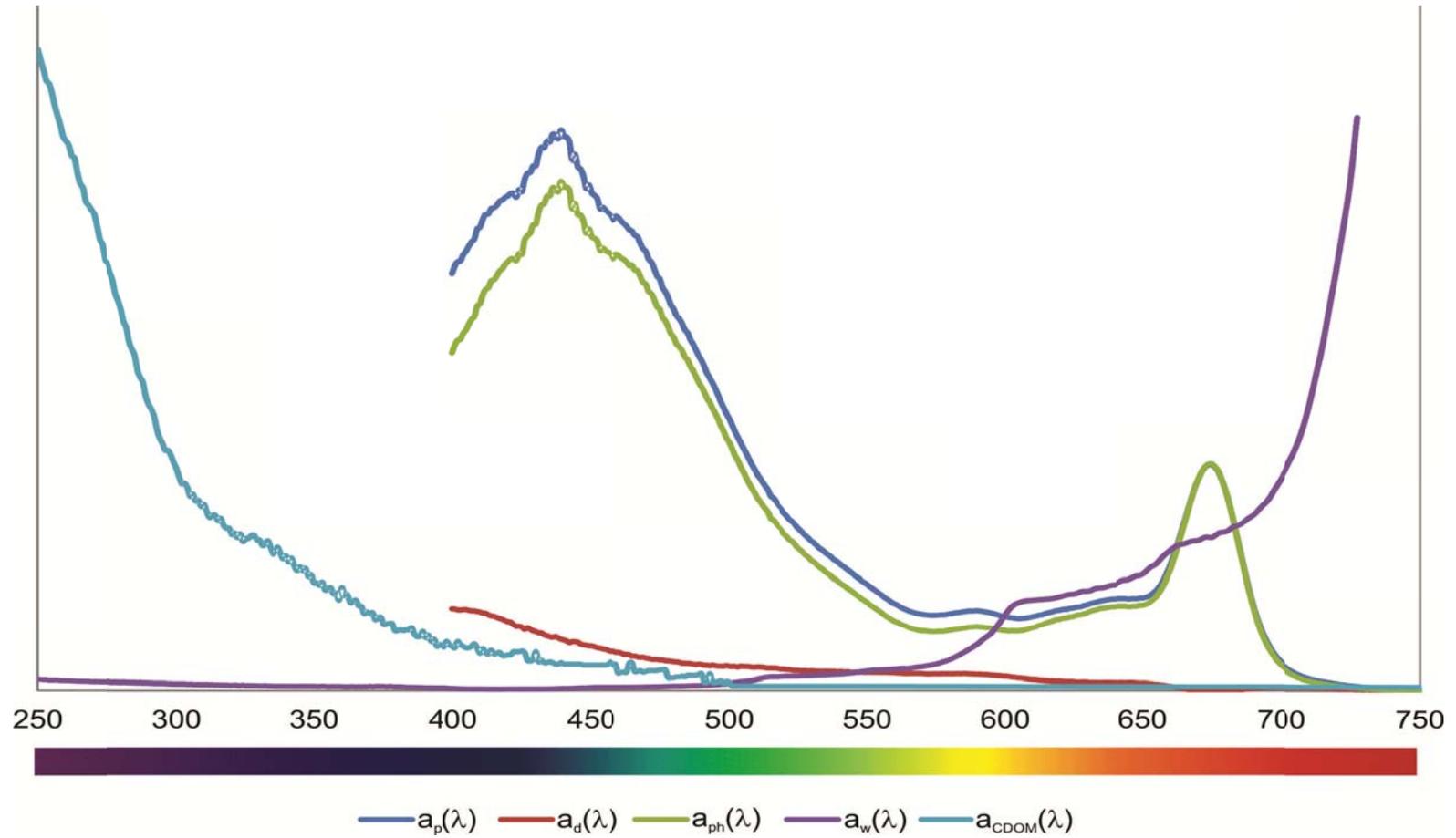


Figura 1. Espectro de absorción de luz (la paleta indicada abajo simula los colores en el visible) por los diferentes componentes del agua (datos tomados de muestreos en la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA*),

En la literatura se ha documentado la variabilidad de $a_{ph}(\lambda)$ y se ha visto que esta es debida principalmente a dos factores: al efecto paquete y a diferencias en la pigmentación de los diferentes grupos fitoplanctónicos (Bricaud *et al.*, 2004; Barocio-León *et al.*, 2006). El efecto paquete es un aplanamiento variable del espectro $a_{ph}(\lambda)$ debido, a que en el agua de mar el material biológico no se encuentra disuelto, sino contenido en partículas (Duysens, 1956). Este efecto depende del tamaño de las células y del coeficiente de absorción del material que las forma (Babin *et al.*, 1993; Bricaud *et al.*, 2004). Es mayor en células grandes y altamente pigmentadas por la atenuación de las moléculas pigmentarias circundantes. Las variaciones en el coeficiente de absorción por el efecto paquete se deben a fluctuaciones en la estructura de tamaños de la población y/o la concentración intracelular de los diferentes pigmentos (Bricaud *et al.*, 2004).

Los pigmentos del fitoplancton incluyen las clorofilas, carotenoides y ficobiliproteínas (Jeffrey *et al.*, 1997). (Chla) es el pigmento presente en casi todas las especies del fitoplancton y su papel fundamental es el de absorber la luz requerida para realizar la fotosíntesis. Existen otros tipos de clorofilas, como lo son la clorofila b y c. Por otro lado, los carotenoides y ficobiliproteínas tienen la función de ampliar el intervalo del espectro de absorción de luz, lo que aumenta la eficiencia de la célula. Sin embargo, no todos los pigmentos son utilizados para la recolección de luz solar para la fotosíntesis sino que algunos carotenoides proveen protección a las células contra los efectos adversos de las altas irradiancias, las cuales dañan el aparato fotosintético (Falkowsky y Raven, 1997). Esto es, los pigmentos pueden ser clasificados según su función en pigmentos accesorios fotosintéticos (PSC) y fotoprotectores (PPC) (Eisner *et al.* 2003). Por otro lado, algunos pigmentos del fitoplancton pueden ser considerados como bio-marcadores selectivos de ciertos grupos de microalgas (Jeffrey *et al.* 1997), lo que facilita el estudio de grupos del fitoplancton del pico o nanoplancton, muchas veces invisibles al microscopio. Jeffrey *et*

al. (1997) presentan una lista de pigmentos que han sido utilizados como marcadores de diferentes Clases/Divisiones del fitoplancton y su función principal.

El CDOM se encuentra presente en todo el medio marino y desempeña un papel clave en el ciclo del carbono y los procesos biogeoquímicos (Blough y Del Vecchio, 2002; Coble, 2007). La composición del CDOM varía ampliamente y este se define operacionalmente como el conjunto de sustancias orgánicas que absorben los rayos ultravioleta (UV) y la luz visible y pasan a través de un filtro de 0.2 μm de poro (Mitchell *et al.*, 2000). En función de sus efectos sobre la radiación solar bajo el agua el CDOM puede favorecer ciertas actividades biológicas al servir como protección contra la penetración de la radiación UV (Hargreaves, 2003; Del Vecchio y Blough, 2005), pero a su vez también compiten por la absorción de la luz entre los 400 y 500 nm con el fitoplancton, lo que puede afectar las estimaciones de la Chla por los sensores remotos (IOCCG, 2000).

Las variaciones de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en las zonas costeras pueden ser asociadas a la descarga de ríos u otro aporte continental, en cambio en zonas oceánicas se debe a la degradación del propio material en suspensión (en especial el fitoplancton) (Nelson y Siegel, 1997). En estudios recientes se ha utilizado un índice derivado de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ para proporcionar información sobre la naturaleza de este, esto es, si este es de origen oceánico o de origen continental o húmico (Blough y Del Vecchio, 2002).

El Sistema de la Corriente de California (SCC) es parte de una de las mayores corrientes de contorno este del mundo y también una de las zonas más productivas biológicamente, llevando al desarrollo de pesquerías muy importantes. En la costa frente a la península de Baja California pocos estudios se han enfocado en evaluar la variabilidad óptica de sus aguas y su efecto en la percepción remota del color del océano. La mayoría se ha centrado en la evaluación del rango de variabilidad en $a_{\text{ph}}(\lambda)$ y las causas del mismo.

Los primeros estudios sobre $a_{ph}(\lambda)$ fueron reportados por Kiefer y SooHoo (1982) y Sosik y Mitchell (1995), los cuales estudiaron su variación en el sur de California (USA), concluyendo que $a_{ph}(\lambda)$ varía debido principalmente a la composición de pigmentos.

Más adelante, otros trabajos (Millán-Núñez *et al.*, 2004; Aguirre-Hernandez *et al.*, 2004, Barocio-León, 2006; Millán-Núñez y Millán-Núñez, 2010) llevaron a cabo una caracterización del coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton ($a_{ph}^*(\lambda)$), el cual implica normalizar $a_{ph}(\lambda)$ por la Chla (Sosik y Mitchell, 1995), encontrando que la variabilidad de este parámetro fue afectada no solamente por la composición de pigmentos, como también por el tamaño y la abundancia de las células.

Por otro lado, no existen reportes de datos de $a_{CDOM}(\lambda)$ para las aguas frente a la península de Baja California. Kahru y Mitchell (2001) estudiaron la variabilidad de $a_{CDOM}(\lambda)$ en las aguas del Sur de California (USA), al norte del área de estudio contemplada por este trabajo, pero con base mayormente en datos derivados de sensores remotos.

De manera general los trabajos antes mencionados se centraron en evaluar variaciones espaciales, sin considerar una variabilidad temporal de corta escala (mensual o diaria), además de la falta de integración entre datos *in situ* y datos de sensores remotos. Tomando en cuenta estos aspectos, se crea una red de monitoreo en América Latina, denominada de Red ANTARES (<http://home.antares.ws>), la cual contempla la obtención de series de tiempo en estaciones fijas localizadas alrededor de América Latina. El objetivo principal de ANTARES es el estudio de los cambios a largo plazo en los ecosistemas costeros, para distinguir a aquellos debidos a la variabilidad natural de aquellos debidos a perturbaciones externas (efectos antropogénicos). Para lograr este objetivo ellos propusieron implementar estaciones

fijas donde se diera inicio a una serie de tiempo. Más adelante, la red ANTARES sirve de ejemplo para la creación de una red a nivel internacional, la cual surge en el 2006 y es denominada como ChloroGIN Earth (<http://www.chlorogin.org/>; IOCCG, 2009); la misma integra a ANTARES y comparte sus objetivos. La sinergia entre datos derivados de sensores remotos y datos de campo es parte medular de estas redes. En el año 2007, se implementa la Red *ANTARES BAJA CALIFORNIA*, con una estación localizada 10 km frente a la ciudad de Ensenada, en las coordenadas.

En este estudio se reportan los datos generados de este monitoreo, los cuales buscaron evaluar la variabilidad temporal de una estación costera principalmente en lo que se refiere a algunas características bio-ópticas de estas aguas.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo General

Evaluar la variación temporal de algunas propiedades bio-ópticas en la estación ANTARES Baja California y su relación con procesos biológicos, físicos y químicos.

2.1.1. Objetivos Específicos

1. Describir la variabilidad temporal de la Chla y pigmentos accesorios para el periodo entre mayo del 2007 a diciembre del 2010 y su relación con cambios en la estructura vertical de la columna de agua.
2. Describir la variabilidad temporal de $a_{ph}(\lambda)$, $a_d(\lambda)$ y $a_{CDOM}(\lambda)$ para el periodo entre mayo del 2007 a diciembre del 2010 y su relación con cambios en la estructura vertical de la columna de agua.
3. Describir la relación que existe entre la estructura de la comunidad del fitoplancton y las variaciones en el espectro de absorción (Forma y magnitud).

4. Evaluar el ajuste entre los datos de Chla medidos *in situ* y los derivados por el sensor remoto.
5. Evaluar e identificar los procesos de mesoescala que afectan a la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* mediante imágenes del color del océano (Chla).

3. ÁREA DE ESTUDIO

La estación ANTARES se encuentra localizada en las costas de la península de Baja California, frente a la ciudad de Ensenada, a 10 millas náuticas de distancia de la Isla Todos Santos, entre las coordenadas 31.75oN y 116.96oW (Fig. 2).

A lado de la península de Baja California fluye lo que se le conoce como el Sistema de la Corriente de California (SCC). Este sistema está compuesto por una corriente superficial con dirección al Ecuador conocida como la Corriente del California (CC) y por la Contracorriente de California (CCC), que es costera y con estacionalidad intermitente hacia el noroeste (Durazo et al., 2005).

La región presenta un ciclo estacional marcado asociado al régimen de vientos, los cuales presentan una componente norte-sur que favorece las surgencias costeras a lo largo de la costa, las cuales se intensifican durante los meses de primavera y verano (Durazo *et al.*, 2010). Cabe mencionar que frente a Baja California se han podido detectar estructuras tales como remolinos y meandros, los cuales en ocasiones se desprenden y tienen influencia en los procesos biológicos que se llevan a cabo en la región (Soto-Mordones *et al.*, 2004; Barocio-León *et al.*, 2006, 2008; Gaxiola-Castro *et al.*, 2010).

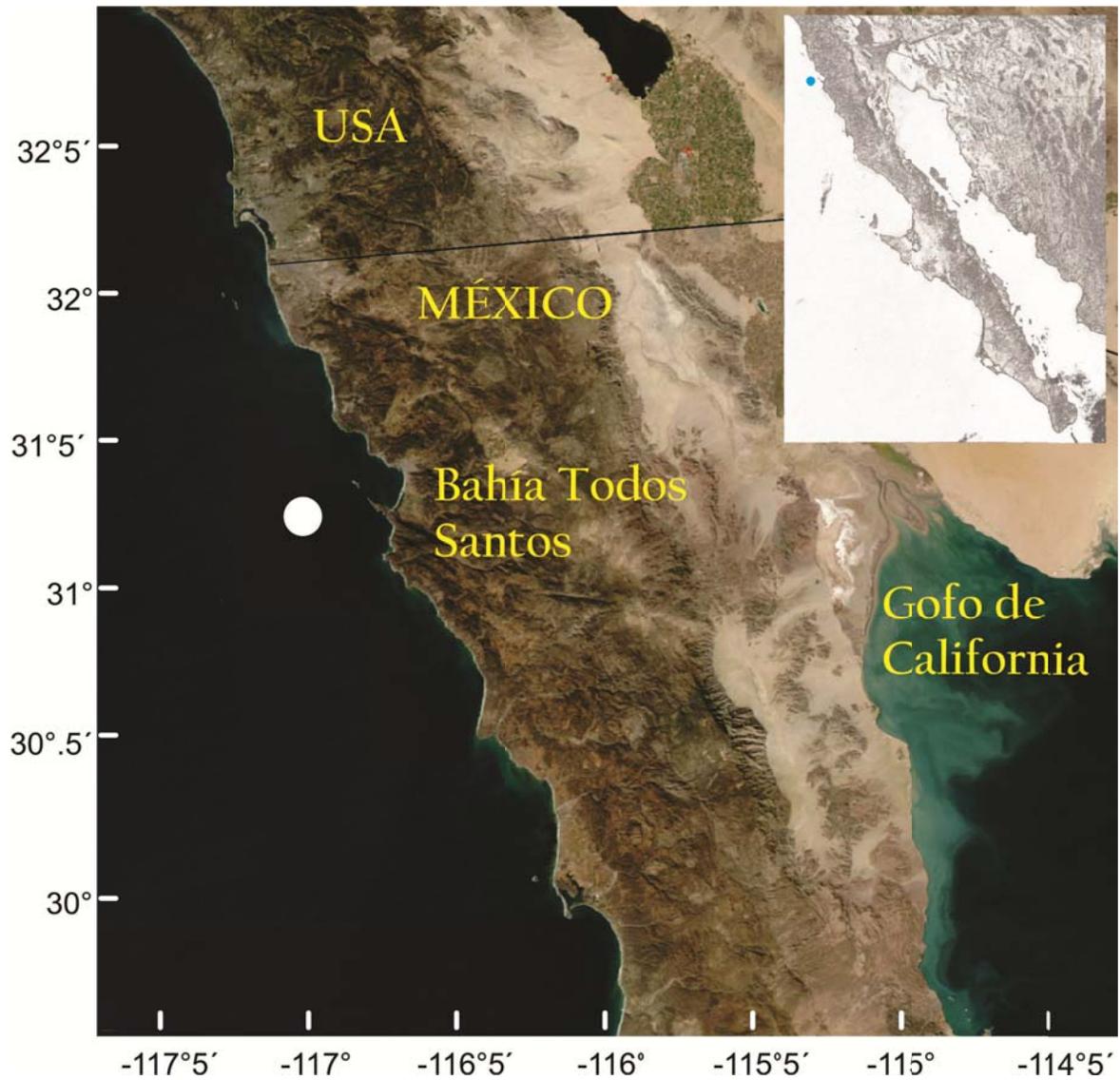


Figura. 2. En la imagen, se indica la posición de la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* marcada con un punto de color blanco. Imagen MODIS/Aqua a 1 km de resolución espacial.

4. MÉTODO

4.1. Muestreo *in situ*

Los muestreos se realizaron a en una estación fija localizada a 10 millas náuticas de la costa, en la embarcación Calhypso, los cuales iniciaron en Mayo del 2007 (Fig. 2, Tabla I).

Para los dos primeros muestreos las profundidades fueron establecidas mediante el uso del fluorímetro del CTD mientras que para el resto de los muestreos las profundidades se establecieron en superficie (0 m), 10, 20, 30, 40 50 y 60 m con botellas GoFlow.

Las muestras de agua de cada profundidad fueron colectadas y el agua fue reservada en botellas ámbar de vidrio de 250 ml que se colocaron en refrigeración inmediatamente para la posterior medición en laboratorio del coeficiente de absorción de luz por la $a_{CDOM}(\lambda)$.

Para el análisis de los nutrientes nitrogenados (NO_3^+ , NO_2^+) se filtraron 50 ml de agua por filtros de fibra de vidrio GF/F previamente calcinados en mufla y se guardaron en tubos en refrigeración en una hielera para posterior análisis en laboratorio.

Por último se llenaron las botellas oscuras Nalgene de alta densidad de dos galones de capacidad que no permiten la penetración de luz, siendo transportadas a laboratorio para la realización de los análisis que se describen a seguir.

Tabla I. Días en los cuales se tomó la muestra en campo.

Día de muestreo			
28 mayo 2007	15 julio 2008	16 enero 2009	12 Mayo 2010
26 junio 2007	2 septiembre 2008	26 marzo 2009	30 agosto 2010
4 septiembre 2007	1 octubre 2008	18 abril 2009	27 oct 2010
9 octubre2007	6 noviembre 2008	28 mayo 2009	26 nov 2010
		30 julio2009	

4.2. Mediciones en Laboratorio

4.2.1 Concentración de Pigmentos

Para la determinación de la concentración de pigmentos se filtraron 2 litros de agua de mar a través de filtros Whatman GF/F de 25 mm de diámetro con presión positiva y se colocaron en papel aluminio para su almacenamiento en nitrógeno líquido hasta su análisis.

La determinación de la concentración de pigmentos se realizó por cromatografía líquida de alta precisión (HPLC) utilizando la técnica de Barlow *et al.* (1997). Para la extracción de los pigmentos los filtros se colocaron en tubos de centrifuga cubiertos con papel aluminio a los cuales se les agrega 5 ml de acetona al 100% con el estándar interno previamente elaborado (trans β Apo caroteno). A continuación los tubos fueron llevados a un vortex para separar las células del filtro y posteriormente fueron colocados en el sonicador por 30 segundos. En seguida se colocaron en refrigeración a 20°C por 24 horas. Una vez transcurrido el tiempo de extracción, la muestra se retiró del refrigerador y se vuelve a llevar al vortex y los tubos se centrifugan a 3000 rpm durante 15 min, para eliminar los desechos celulares y fibras de vidrio. El extracto se filtró a través de filtros de 0.2 μm para eliminar las partículas finas y fue dividido en dos alícuotas, con la siguiente finalidad:

a) Lectura de la Chla en un espectrofotómetro Perkin Elmer Lambda 10. La Chla y feofitina (Phaeoa) se calculó por el método de acidificación mediante la ecuación de Millan Nuñez *et al.* (1978).

b) Análisis de la concentración de pigmentos por HPLC, utilizando un sistema Varian-Prostar 325LC equipado con una columna C8 de 3 μm de poro. Los solventes que se utilizaron para el análisis de las muestras fueron: solvente A (Metanol 100%/acetato de amonio 1M a una relación de 70/30v/v) y solución B (Metanol 100%)

(Barlow *et al.*, 1997). La interpretación del cromatograma se realiza a partir de estándares previamente identificados.

4.2.2. Análisis de Nutrientes Inorgánicos

La concentración de nutrientes nitrogenados (NO_3+NO_2) se realizó mediante un auto analizador Skalar (Armstrong *et al.*, 1967) en el laboratorio de análisis químicos del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO/UABC).

4.2.3. Coeficientes de Absorción de luz por las partículas en suspensión

Un volumen de agua (~ 2 L) de cada profundidad se filtró por filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F (25mm de diámetro), los cuales se almacenaron en un contenedor con nitrógeno líquido para su posterior análisis. Se utilizó el método de Mitchell *et al.* (2000), el cual requirió que los filtros se descongelaran e impregnaran con 2 gotas de agua de mar filtrada, teniendo el cuidado de no causar pérdida de material. Este filtro se llevó a un espectrofotómetro Lambda 10 con esfera integradora, y se realizó un barrido entre los 400 y 750 nm, con resolución de 1 nm, de la densidad óptica del material particulado retenido en el filtro (DOP).

Se utilizó como referencia (blanco) un filtro limpio remojado en agua de mar filtrada por 15 min. Posteriormente el filtro (incluyendo el blanco) se retira del espectrofotómetro y es transportado a un equipo de filtración donde se le adiciona metanol caliente y se deja reposar por 15 min, después del cual se enjuaga con agua de mar filtrada por filtro de $0.2 \mu\text{m}$ (Kishino *et al.*, 1985). Este procedimiento se repite en dos ocasiones, después del cual el filtro se regresa al espectrofotómetro y se realiza un nuevo barrido. La lectura resultante corresponde a la densidad óptica del material detrítico (DO_d). De esta manera, se obtendrán los datos para poder calcular el coeficiente de absorción espectral del material particulado ($a_p(\lambda)$, m^{-1}) y del material detrítico ($a_d(\lambda)$, m^{-1}) mediante las siguientes ecuaciones (Mitchell *et al.*, 2000):

$$a_p(\lambda) = \left[\frac{2.303}{V_f/A_c} \right] * [A[DO_p(\lambda) - DO_{null}] + A[DO_p(\lambda) - DO_{null}]^2] \quad (Ec. 3)$$

$$a_d(\lambda) = \left[\frac{2.303}{V_f/A_c} \right] * [A[DO_d(\lambda) - DO_{null}] + B[DO_d(\lambda) - DO_{null}]^2] \quad (Ec. 4)$$

Donde V_f es volumen filtrado (m^3), A_c es el área efectiva de filtración (m^3), A y B son coeficientes para la corrección del factor de amplificación y fueron determinadas específicamente para este espectrofotómetro ($A=0.4068$, $B=0.368$). DO_{null} son los valores de densidad óptica a 750nm. De la diferencia entre estos, se obtendrá el coeficiente de absorción de luz por fitoplancton ($a_{ph}(\lambda)$, m^{-1}) (Mitchell *et al* 2000).

$$a_{ph}(\lambda) = a_p(\lambda) - a_d(\lambda) \quad (Ec 5)$$

El coeficiente específico de absorción de luz específico ($a_{ph}^*(\lambda)$, $m^2/mg \text{ Chla}$), se determina con la siguiente ecuación:

$$a_{ph}^*(\lambda) = a_{ph}(\lambda) / Chla \quad (Ec. 6)$$

Para evaluar la forma espectral de $a_{ph}(\lambda)$, se estandarizo esta variable por el valor observado 440 y 675 nm. De esta forma se genera una variable adimensional, denominada A , la cual presentará valores entre 0 y 1.

4.2.4. Coeficientes de Absorción por la materia orgánica disuelta cromofórica (CDOM)

Las muestras recolectadas en campo se recolectan en botellas de vidrio ámbar, las cuales pasan por un procedimiento de limpieza muy cuidadoso (Mitchell *et al.*, 2000). Este consiste en un lavado con agua y jabón, seguido de un enjuague con ácido clorhídrico al 10%. Después de secas se envuelven en papel aluminio para ser llevadas a la mufla y eliminar cualquier rastro de material orgánico, donde se dejan durante 4 horas a 450°C. El mismo procedimiento de lavado se les aplicó a las tapas, pero estas se dejaron en mufla a 75°C, por 4 horas. A seguir las botellas limpias se llenaron con agua ultra pura y fueron almacenadas hasta ser utilizadas; esta agua se desecha antes de tomar la muestra de campo.

Una vez colectada la muestra, se guarda en refrigeración hasta su análisis en laboratorio. En laboratorio, se dejan aclimatar para posterior lectura de la densidad óptica (DO) en un espectrofotómetro Perkin Elmer Lambda 10, utilizando el método de Mitchell *et al.* (2000). Una vez a temperatura ambiente, la muestra se filtró a través de filtros de membrana de 0.2 µm de poro y 25 mm de diámetro, los cuales son remojados previamente en HCl 10% y enjuagados con agua ultra pura antes de ser colocados en el aparato de filtración. Se inicia filtrando aproximadamente 50 ml de la muestra para ser inmediatamente desechada como procedimiento de lavado y enjuague del matraz. Este procedimiento se repite dos veces y el tercer filtrado se coloca en una cubeta de 10 cm de longitud la cual es llevada al espectrofotómetro para un barrido de la DO entre 250 y 800 nm, a una resolución de 1 nm (DOs). Se utiliza como blanco (DO_b) agua ultra pura (J.T.Bakerwater HPLC Grade). Los datos resultantes se aplican a la siguiente ecuación que permite calcular el coeficiente de absorción espectral por el CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$)(Mitchell *et al.*, 2000):

$$a_{CDOM}(\lambda) = \frac{2.303}{l} [DO_s(\lambda) - DO_b(\lambda)] - DO_{scorr}(550) \quad (Ec. 7)$$

En la cual l es la longitud de la cubeta (m) y DO_{scorr} es la densidad óptica de la muestra corregida del blanco, y $DO_{scorr}(550)$ es la densidad óptica de la muestra a los 550nm, considerado como punto nulo.

4.3. Imágenes de satélite

Se utilizaron imágenes diarias de los sensores SeaWiFS (Sea Viewing Wide Field of View Sensor/NASA) y MODIS/Aqua (NASA) de $Chla_{SAT}$, para el periodo de muestreo entre enero de 2007 a diciembre de 2010. Las imágenes se procesaron a 1 km de resolución espacial usando el algoritmo OC4V4 con el software SeaDAS versión 5.5.

Se eliminaron las imágenes que presentaron mucha nubosidad o un alto porcentaje de píxeles barridos. Enseguida se seleccionaron aquellas imágenes que correspondieran a los días que se recolectó muestra en campo o, en caso de que en el día de muestreo no se tuviera imagen, las que fuesen cercanas (uno o dos días antes/después del muestreo). En este caso, se elaboró una imagen promedio (ó compuesta) de dos días, esto es, el promedio de un día antes y un día después del muestreo, ó dos días antes, ó dos días después, según la disponibilidad de imágenes.

Para aquellos días en que se tuvo coincidencia en la obtención de imagen ($Chla$) y el dato de campo ($Chla$ *in situ*) se determinó el grado de correspondencia entre estas variables mediante el cálculo del error cuadrático medio (RMSE, Ec. 8). Sea x_i el i -ésimo dato *in situ* y y_i el i -ésimo dato satelital (SeaWiFS o MODIS):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2} \quad (Ec. 8)$$

El RMSE es una estimación del error del conjunto de datos pronosticados (satelitales) con respecto a los observados (*in situ*) (Santamaria-del-Angel *et al.*, 2011). Debido a que el criterio de evaluación de los algoritmos del color del océano se basa en datos transformados logarítmicamente (Gregg y Casey, 2004), el cálculo del RMSE se realizó con esa transformación.

5. RESULTADOS

5.1. Composición de pigmentos del fitoplancton

Se evaluó la variación temporal y en profundidad de la concentración de pigmentos del fitoplancton, graficando los pigmentos más representativos en cada día de muestreo y comparando a la distribución vertical de la concentración de NO_3+NO_2 (Fig. 3). Esto se hace ya que estos nutrientes son indicadores de surgencia (Zaytsev *et al.*, 2003; Cermeño *et al.*, 2008).

La Chla presentó valores entre 0.021 y 1.56 mg/m^3 durante el periodo de muestreo y en la columna de agua, con los menores observados en el 2010. De manera general, la distribución vertical de los pigmentos muestra un máximo subsuperficial, los cuales están asociados a la Fucoxantina y Peridininina. En el muestreo (26/jun/2007) se presentaron excepcionalmente dos máximos en subsuperficie (Fig. 3a), el primero a los 25 m de profundidad donde se observó una concentración de casi 2 mg/m^3 asociado al incremento principalmente de Peridininina y Fucoxantina, y el segundo a los 40 m en el cual se dio un aumento significativo de la Zeaxantina. Cabe mencionar que esta fue la única ocasión en que se observó una concentración tan alta de Zeaxantina (1.35 mg/m^3) durante todo el periodo de estudio.

El 2 de septiembre del 2008 (Fig. 3d) se vuelven a observar dos máximos subsuperficiales, donde el primero estuvo asociado a un aumento en la concentración de Peridininina, y el segundo estuvo asociado principalmente a Fucoxantina. El 1 de octubre del 2008 el máximo de pigmentos está en superficie, como también se observa el 26 de marzo del 2009 (Fig. 3h). En el primero, el máximo está asociado a un aumento en Peridininina, mientras que en el siguiente, este viene asociado a Fucoxantina y Zeaxantina. Es importante notar que en estos dos días se observaron

las mayores concentraciones de NO_3+NO_2 en la columna de agua, con valores superiores a $10 \mu\text{M}$. El 16 de enero del 2009 (Fig. 3g) se observa un perfil bastante peculiar, en el cual se presenta una distribución con tres máximos, el primero en superficie, y los otros a 20 y 40 m, todos asociados a aumentos en Peridininina, Fucoxantina.

Los demás perfiles siguen un patrón similar hasta el 2010, cuando el 12 de mayo (Fig. 4c) se presenta un máximo subsuperficial de 1.55 mg/m^3 asociado a un incremento principalmente de Peridininina. Después de este, las concentraciones de pigmentos bajan mucho, con los mínimos reportados en toda la serie, el 27 de octubre y el 26 de noviembre del 2010 (Figs. 4e, 4f), cuando estas no pasan de 0.5 mg/m^3 . En especial, se debe mencionar que aumenta la contribución de Zeaxantina y las concentraciones de NO_3+NO_2 son superiores a $10 \mu\text{M}$ por debajo de los 10m de profundidad.

Finalmente, se analiza la variación temporal de la Chla (Fig. 5), donde se puede observar que el periodo 2008-2009 estuvo caracterizado por mayores Chla. Además, es importante notar que en los periodos anterior y posterior, las mayores Chla se dieron en subsuperficie mientras que en este periodo las mayores Chla fueron observadas en superficie.

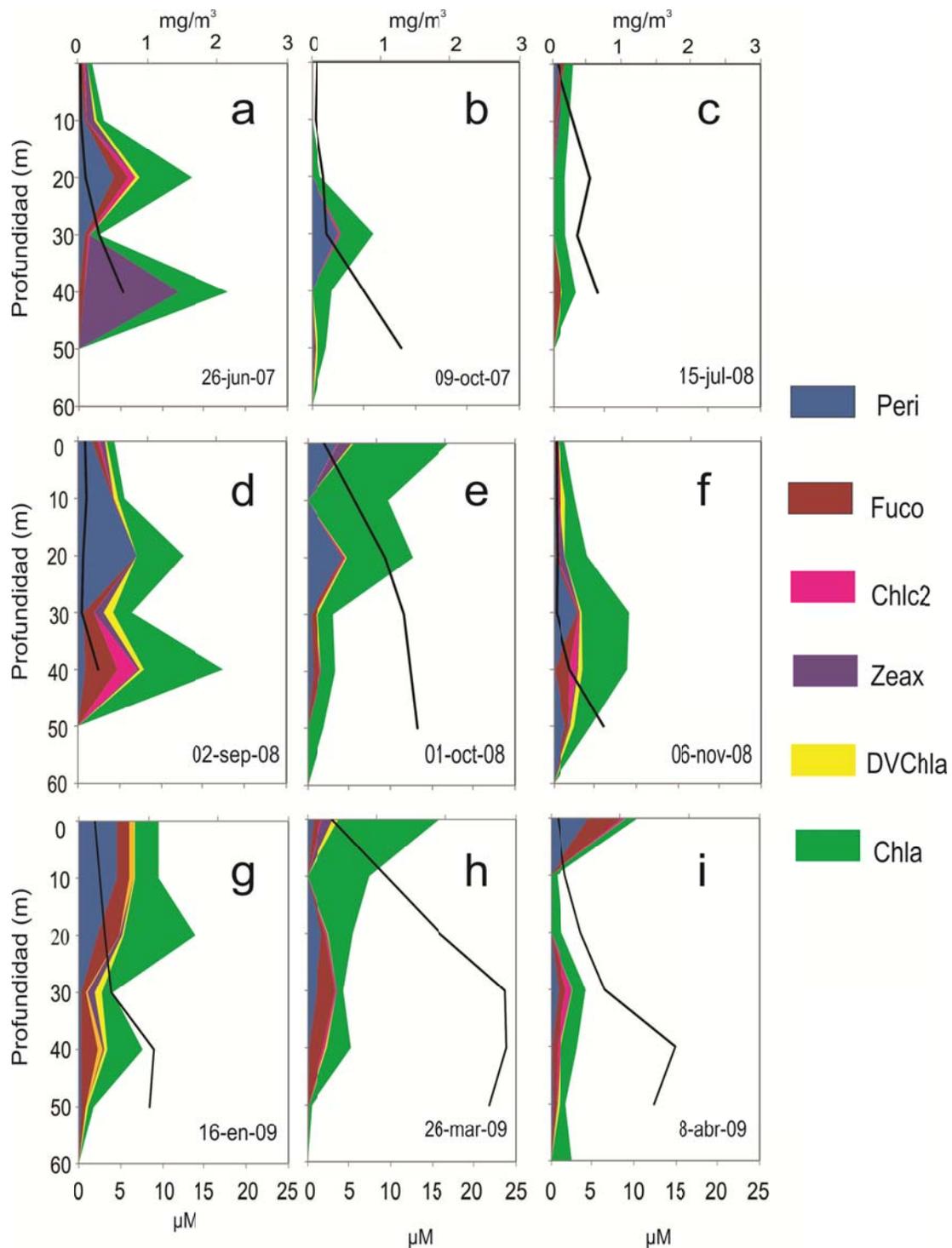


Figura. 3. Concentración de pigmentos (mg/m³) en la columna de agua para los diferentes días de muestreo (eje superior). La línea negra corresponde a la concentración de NO₃+NO₂ (eje inferior). Los colores representan cada uno de los pigmentos contenidos en las muestras, las abreviaturas se explican en la tabla II.

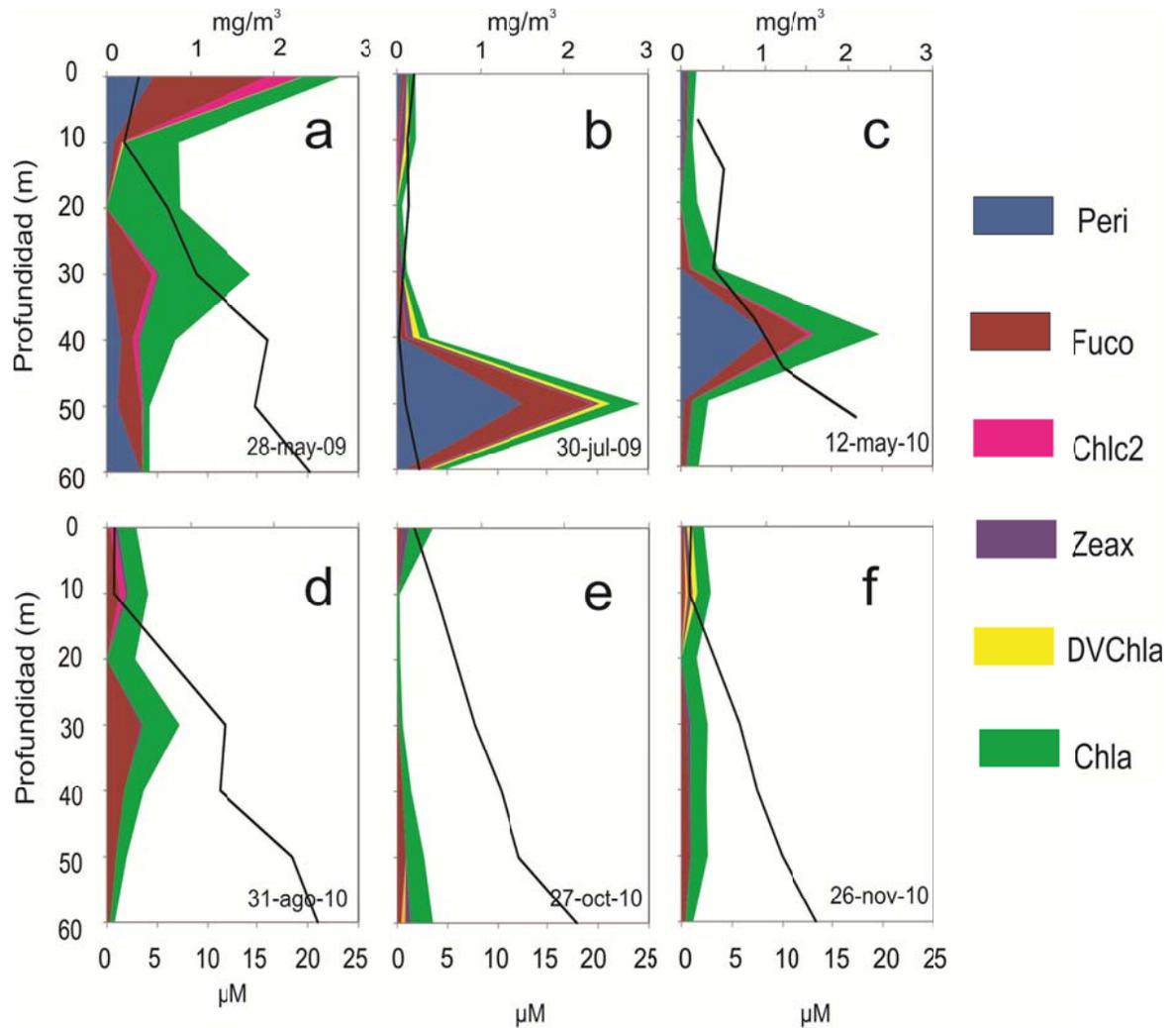


Figura. 4. Concentración de pigmentos (mg/m^3) en la columna de agua para los diferentes días de muestreo (eje superior). La línea negra corresponde a la concentración de NO_3+NO_2 (eje inferior). Los colores representan cada uno de los pigmentos contenidos en las muestras, las abreviaturas se explican en la tabla II.

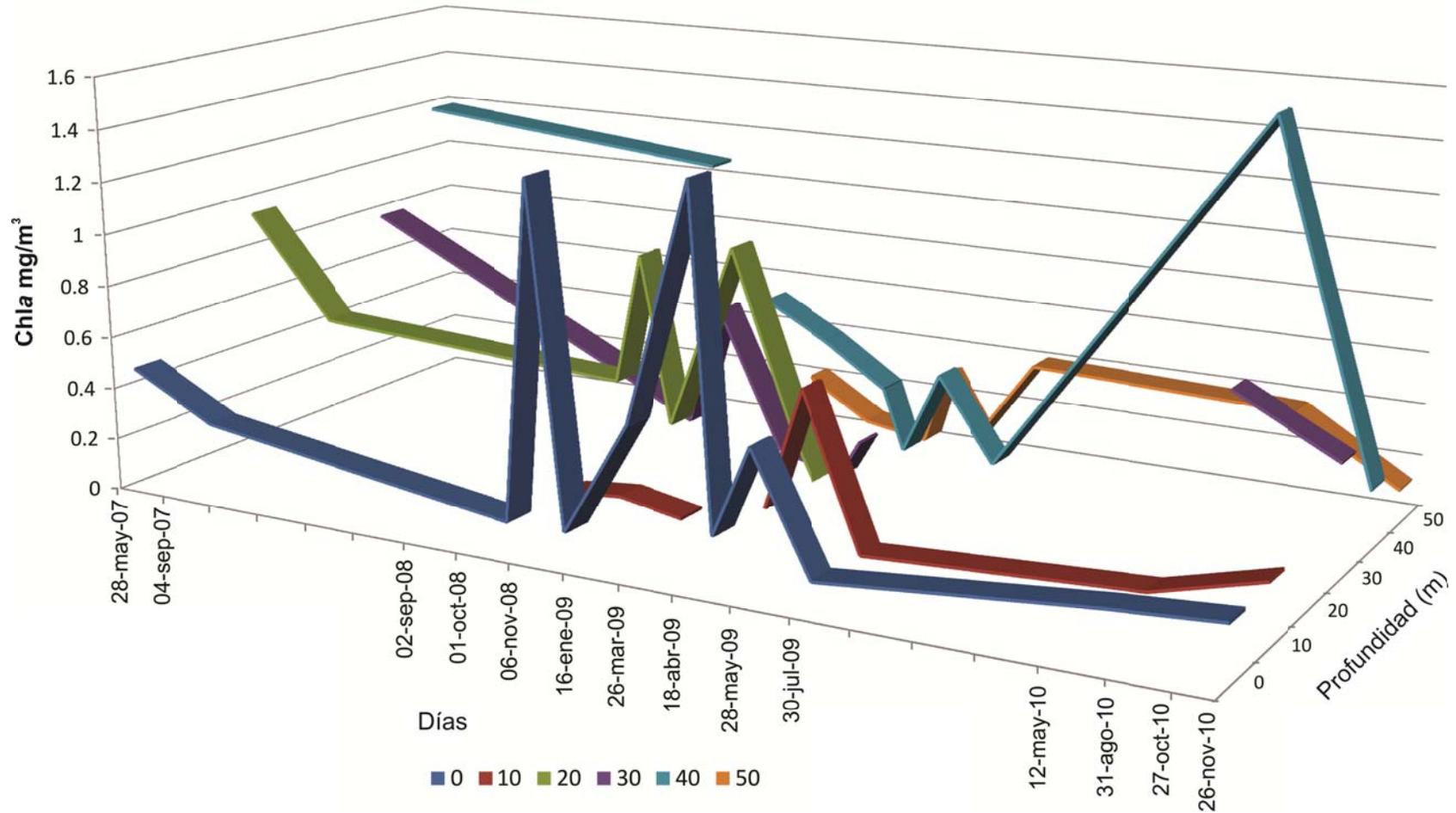


Figura. 5. Concentración de Chla (mg/m³) de los días de muestreo y en profundidad. Los periodos sin fecha son aquellos donde no se realizó muestreo.

5.2 Coeficiente de absorción de luz del fitoplancton

Se ha determinado el coeficiente de absorción del fitoplancton ($a_{ph}(\lambda)$) y el coeficiente de absorción específico de la clorofila a ($a_{ph}^*(\lambda)$), en las muestras tomadas en el perfil vertical de la estación de muestreo. Los valores de $a_{ph}(440)$ variaron de 0.03 a 0.125 m^{-1} con un valor promedio de 0.37 m^{-1} . Por otra parte, los valores para $a_{ph}(675)$ variaron de 0.0016 a 0.045 m^{-1} con un valor promedio de 0.016 m^{-1} .

Los coeficientes $a_{ph}(440)$ y $a_{ph}(675)$ presentan una relación positiva con la Chla (Fig. 5), con un ajuste lineal con una R^2 de 38% para $a_{ph}(440)$ y de 62% para $a_{ph}(675)$ (Fig. 6).

Por otra parte, el coeficiente de absorción específico del fitoplancton a los 440 nm, $a_{ph}^*(440)$, varió entre 0.13 y 0.93 m^2/mg Chla mientras $a_{ph}^*(675)$ varió entre 0.004 y 0.37 m^2/mg Chla. En la figura 7 se presentan los espectros de absorción por profundidad y por día de muestreo. En el primer día de muestreo (28 de mayo del 2007) solamente se cuenta con dos profundidades con datos (superficie y 10m, Fig. 7a), cuyos valores fueron de los menores observados en toda la serie de muestreos, siendo los valores a 10 m superiores que en superficie. El 4 de septiembre (Fig. 7b) los valores aumentaron ligeramente, siendo los mayores observados en superficie y a los 50m.

Al siguiente día (Fig. 7c) el patrón fue similar, con los mayores valores en superficie y 40 m. El 1 de octubre del 2008, los valores vuelven a disminuir mucho, donde se destacan las profundidades de 10 y 20 m. Por otro lado, a partir del 6 de noviembre los valores se incrementan con el mayor observado en superficie. El siguiente muestreo, el 16 de enero del 2009 (Fig. 8a), presentó valores similares a los anteriores, pero el valor a 10 m de profundidad superó a todos los observados hasta el momento, alcanzando casi 1 m^2/mg Chla⁻¹ a los 440 nm.

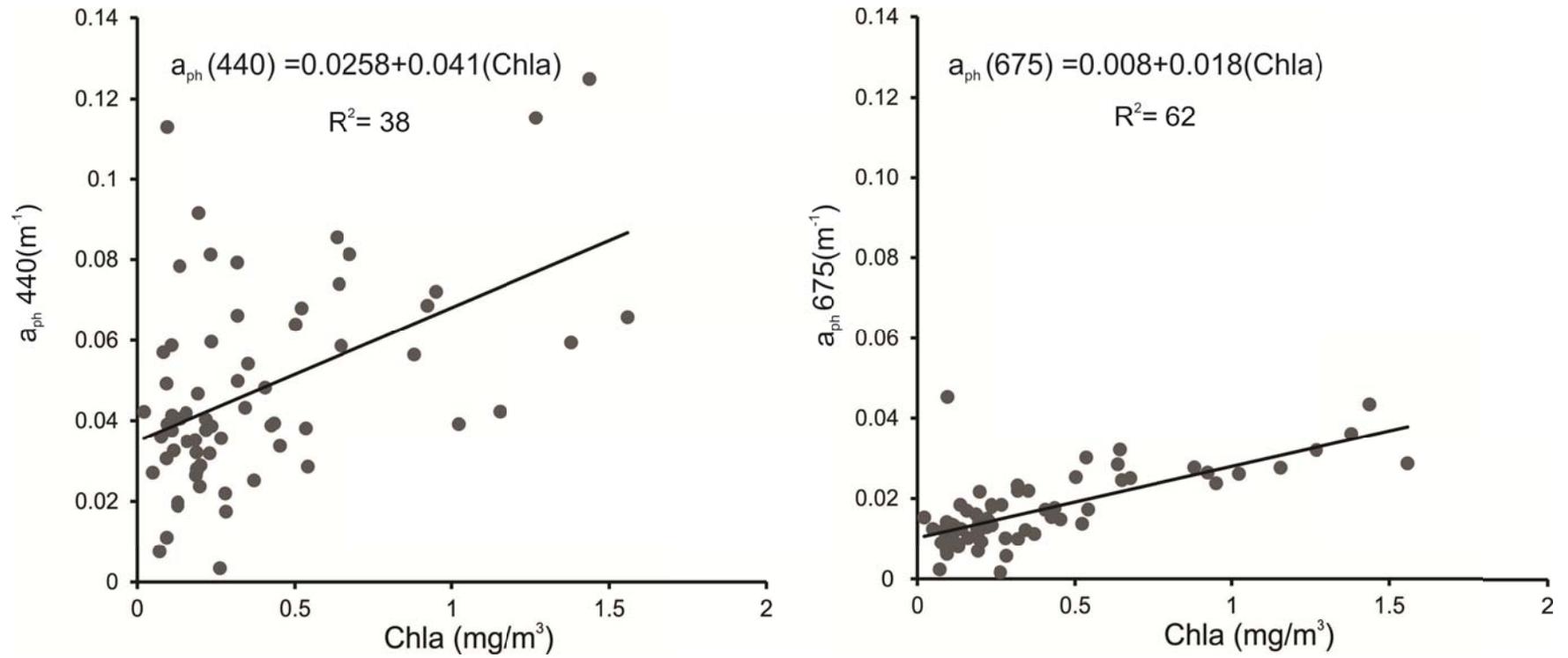


Figura 6 a) Relación entre $a_{ph}(440)$, b) $a_{ph}(675)$ y la concentración de Chla, donde la línea negra es la línea de la regresión.

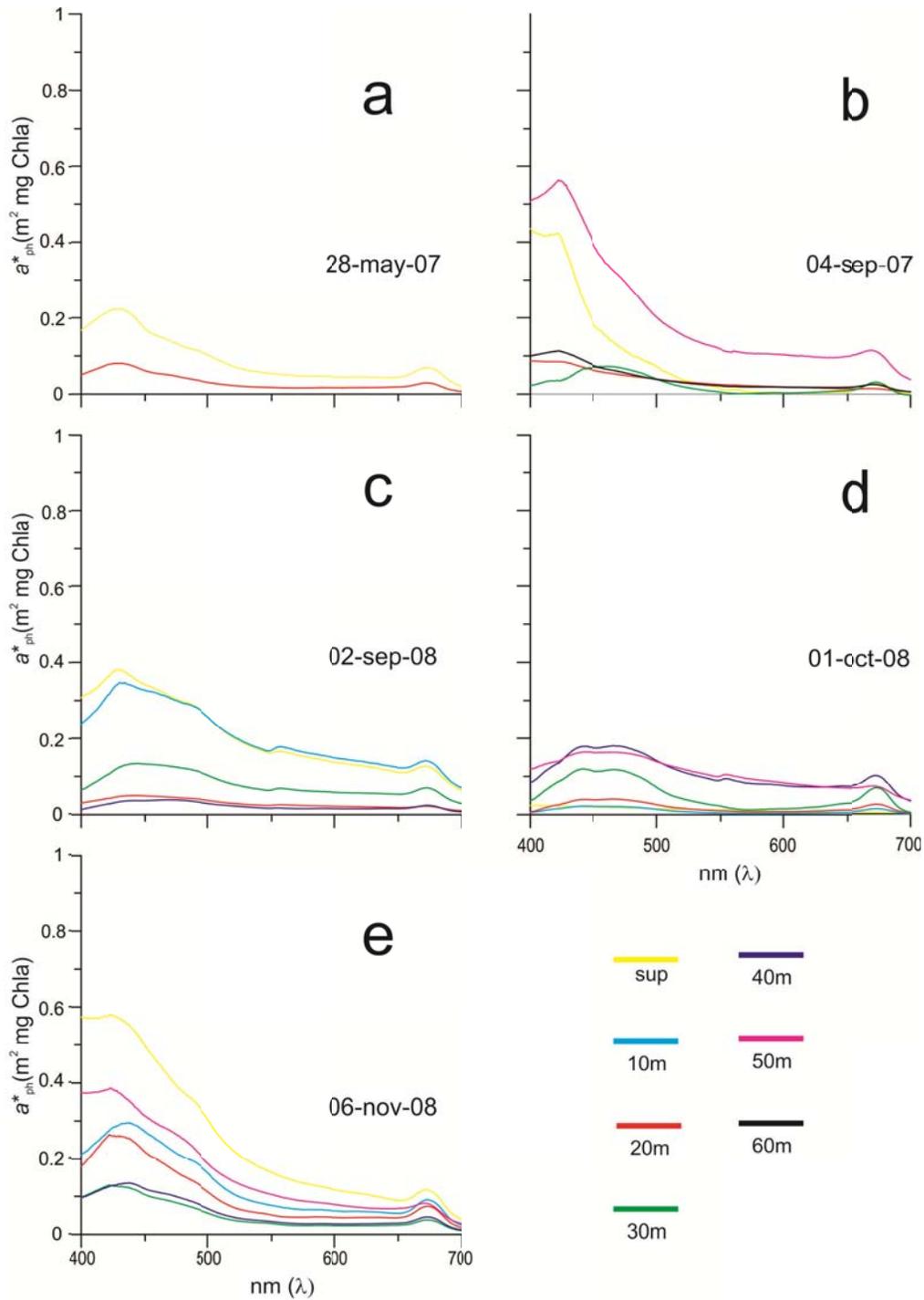


Figura 7. Espectros de absorción específicos del fitoplancton para los diferentes días de muestreo. Los colores de las líneas indican la profundidad a la cual fue recolectada la muestra, como se indica en la paleta de colores.

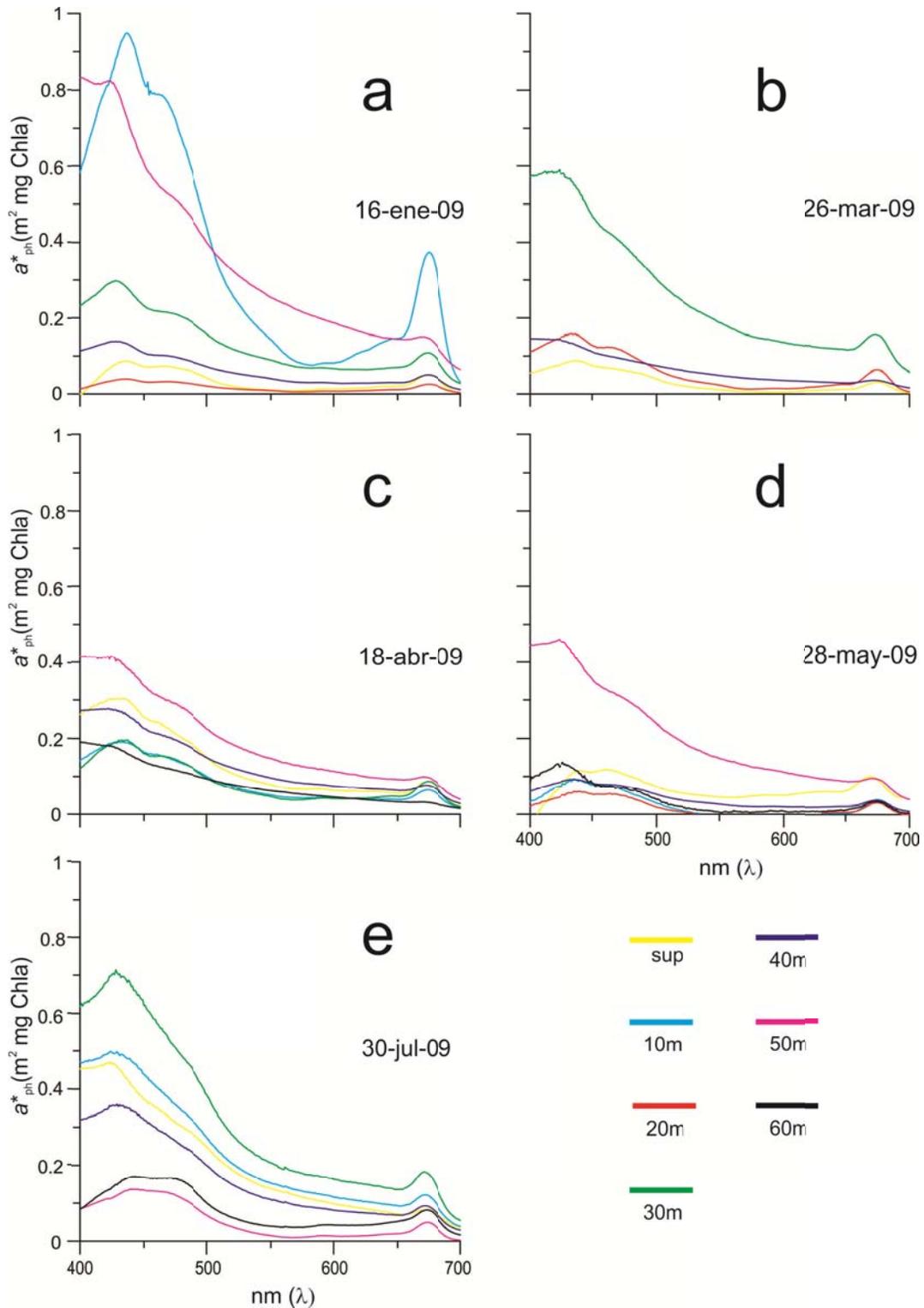


Figura 8 Espectros de absorción específicos del fitoplancton para los diferentes días de muestreo. Los colores de las líneas indican la profundidad a la cual fue recolectada la muestra, como se indica en la paleta de colores.

El siguiente muestreo, el 26 de marzo, alcanza los valores más elevados de toda la serie de muestreos (Fig. 8b), cuando $a_{ph}^*(440)$ alcanza, a los 50 m, $2 \text{ m}^2\text{mg Chla}^{-1}$. En los siguientes dos muestreos los valores vuelven a disminuir y no pasan de $0.6 \text{ m}^2\text{mg Chla}^{-1}$ (Fig. 8c y d), se incrementan ligeramente el 30 de julio del 2009, y disminuyen significativamente ($< 0.2 \text{ m}^2\text{mg Chla}$) en los dos últimos muestreos del 2010 (Fig. 9 a-d).

Para poder evaluar mejor la variación temporal de estas variables, se graficaron específicamente $a_{ph}(440)$, $a_{ph}(675)$ (Fig. 10a) y $a_{ph}^*(440)$ y $a_{ph}^*(675)$ (Fig. 10b). Inicialmente, se debe recordar que el muestreo no fue regular, por lo que se pueden identificar tres periodos diferenciados que se subdividen en: (a) dos muestreos realizados en el 2007, (b) muestreos en el periodo del 2 de septiembre del 2008 al 30 de julio del 2009 y (c) cuatro muestreos realizados en el año 2010. Es en el segundo periodo cuando se puede observar más claramente la variabilidad temporal y en profundidad de la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA*.

El coeficiente $a_{ph}(440)$ (Fig. 10a) presenta una variación considerable en el tiempo, y un patrón diferenciado entre las capas más superficiales y profundas. Los máximos se encuentran en general en subsuperficie, por debajo de los 10 m de profundidad, con excepción del 26 de marzo del 2009. Por otro lado, en los dos últimos muestreos (2010) se observan los valores más altos en los primeros 10 m de la columna de agua, esto es, un patrón inverso a lo observado anteriormente. El coeficiente $a_{ph}(675)$ (Fig. 10b) presenta un patrón de variación muy similar al de $a_{ph}(440)$, con la diferencia de presentar un máximo en superficie también el día 28 de mayo del 2009.

El coeficiente $a_{ph}^*(440)$ (Fig. 11a) presenta valores bajos en el primer periodo de muestreo (2007), los cuales aumentan considerablemente en el periodo posterior (2008 a 2009). En el 2010, los valores vuelven a bajar hasta el último día cuando en superficie se observa uno de los valores más altos de toda la serie de tiempo. En profundidad, el patrón de manera general es de valores mas altos en las capas más

superficiales aunque en ocasiones este patrón se invierte. Así como observado con $a_{ph}(440)$, las variaciones en $a_{ph}^*(675)$ son muy similares a las observadas para $a_{ph}^*(440)$.

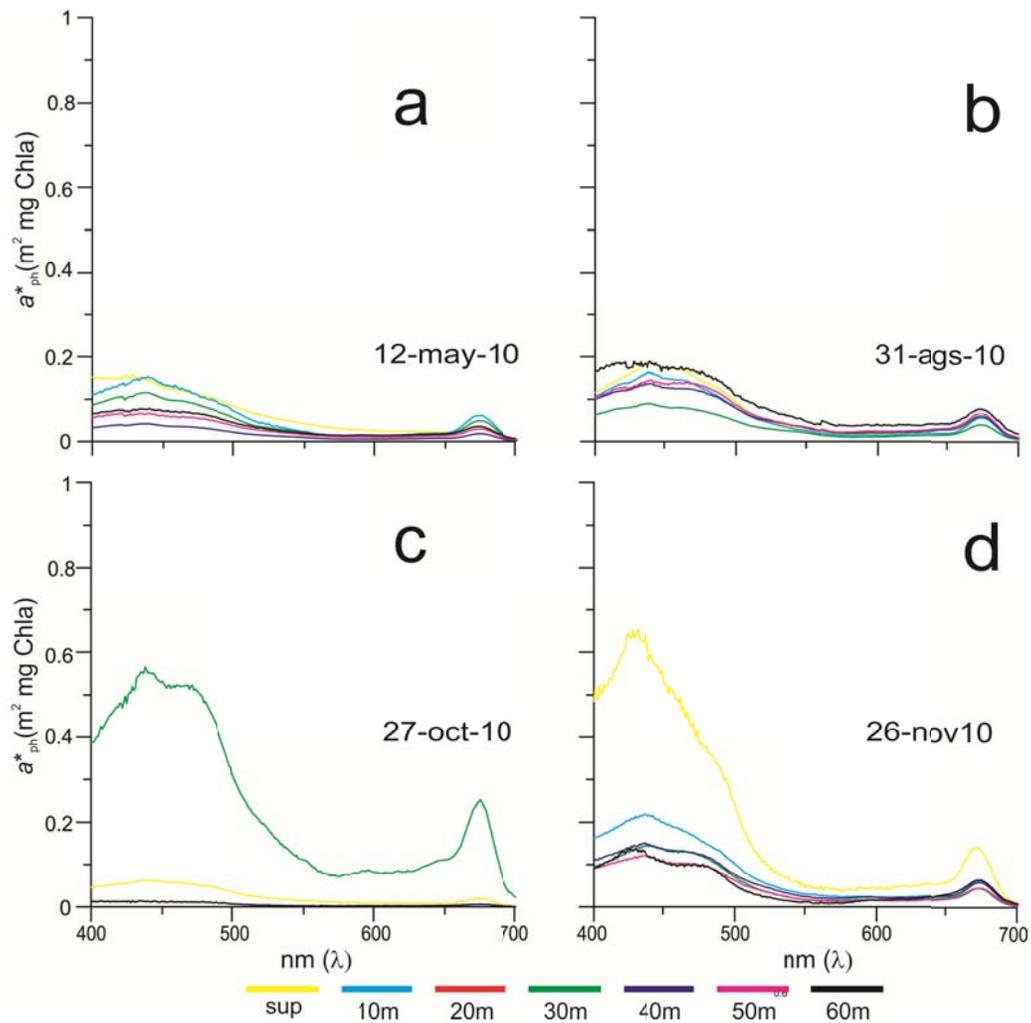


Figura 9. Espectros de absorción específicos del fitoplancton para los diferentes días de muestreo. Los colores de las líneas indican la profundidad a la cual fue recolectada la muestra, como se indica en la paleta de colores.

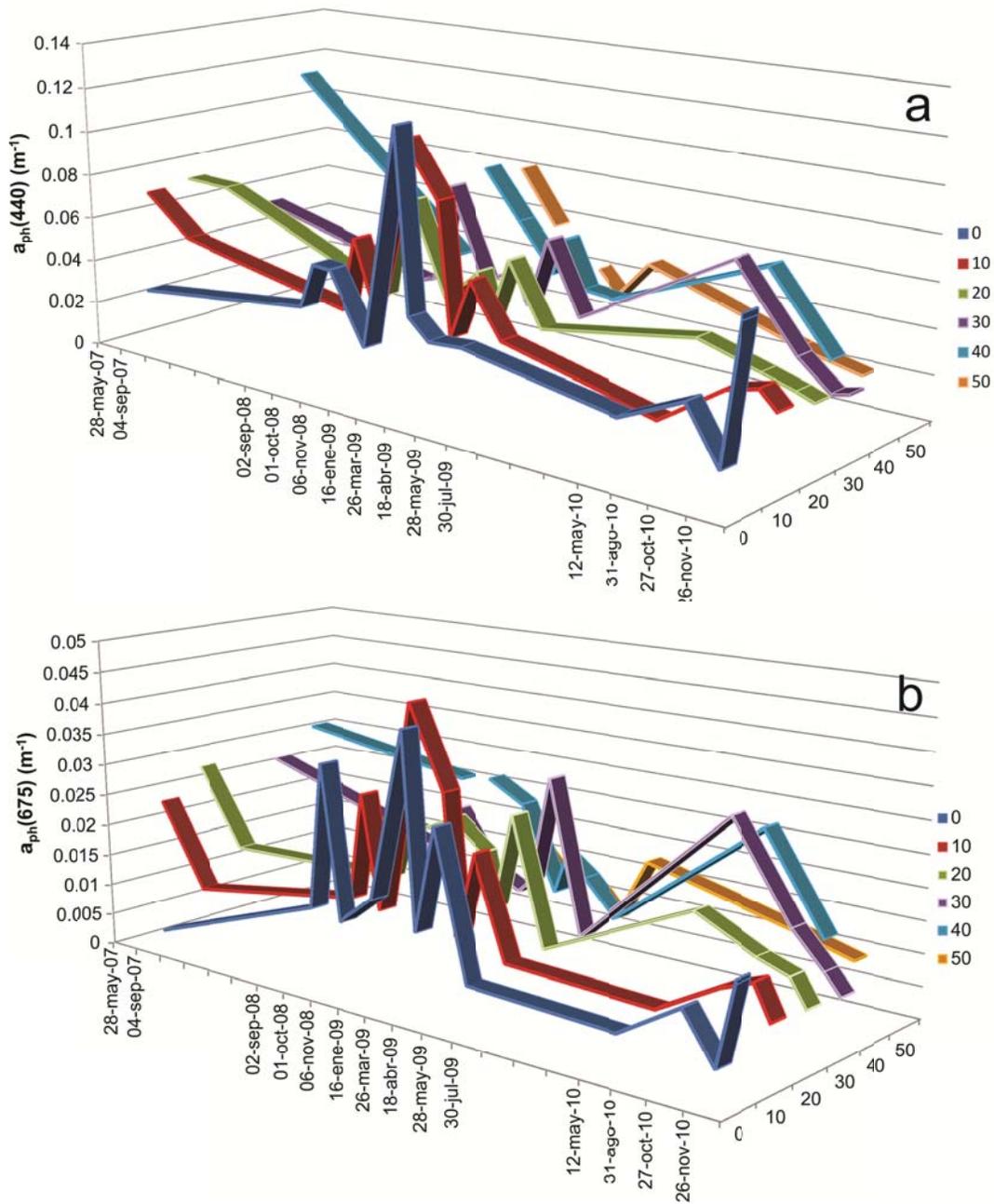


Figura 10. Variación de $a_{ph}(440)$ (a) y $a_{ph}(675)$ (b) (eje y) por profundidad (eje z) y día de muestreo (eje x). A un lado se indican los colores que representan cada profundidad (m).

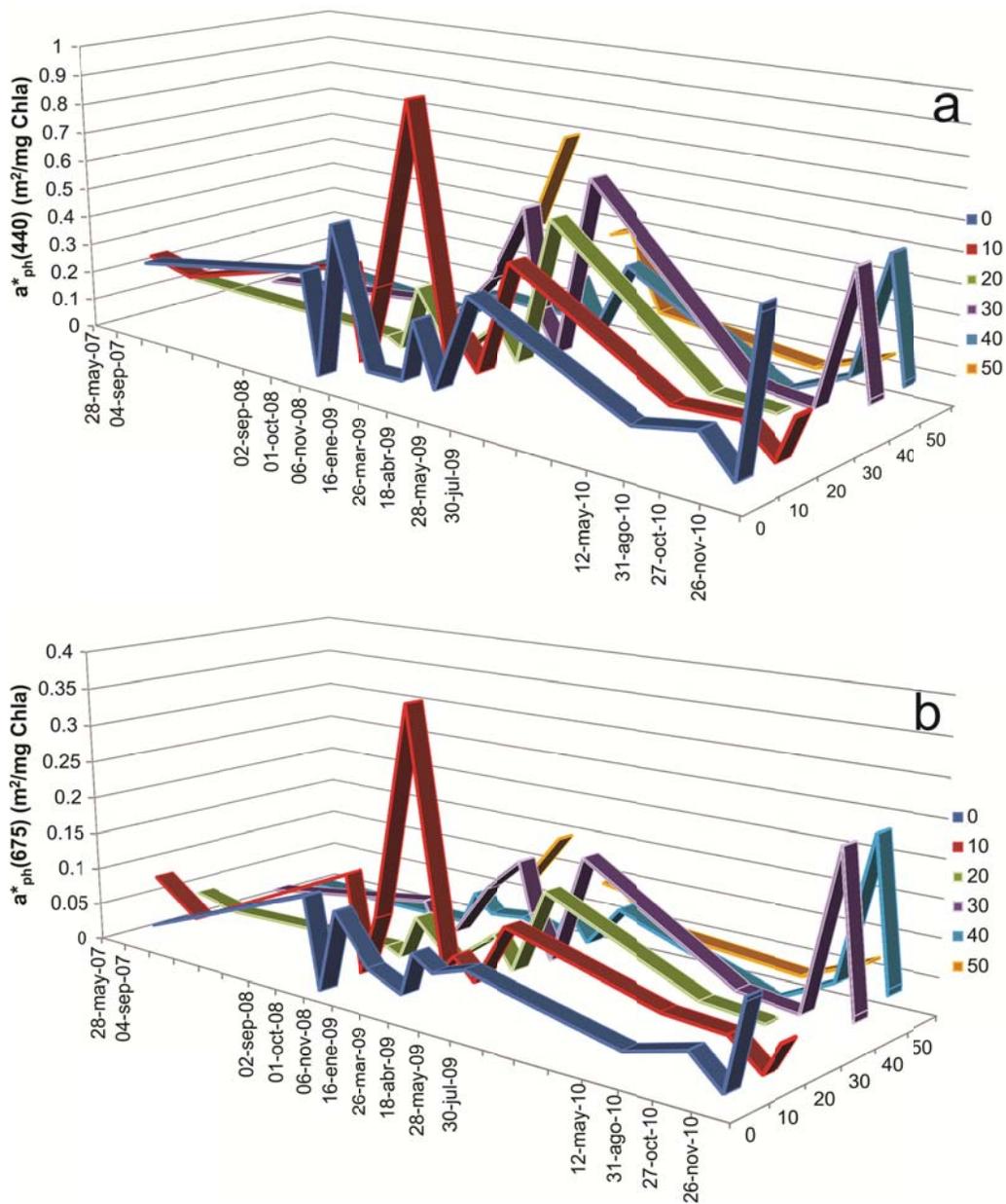


Figura 11. Variación de $a_{ph}(440)$ (a) y $a_{ph}(675)$ (b) (eje y) por profundidad (eje z) y día de muestreo (eje x). A un lado se indican los colores que representan cada profundidad (m).

5.3 Forma espectral de $a_{ph}(\lambda)$

La forma del espectro de absorción se evaluó para detectar patrones que pudieran ser diferenciados y relacionados a diferencias en la composición de pigmentos y/o comunidad de fitoplancton. En un principio, las formas del coeficiente de absorción se caracterizaron por la presencia de dos máximos, uno alrededor de los 440 nm y un segundo menor a los 675 nm (Fig. 12), asociado a la absorción de luz por la Chla (Falkowsky y Raven, 1997). Por otro lado, algunos de los espectros observados presentaron también aumentos importantes en la absorción de luz entre 450 y 480 nm, los cuales en algunas ocasiones fueron incluso mayores que los observados a los 440 nm. Una vez observada estas tendencias en las formas, se evaluó de manera estadística su diferencia. Para esto se tomaron en cuenta tres formas espectrales típicas (Fig. 12a) y en base a estas se aplicó el análisis estadístico clúster con ligamiento promedio, y una correlación de Pearson (Johnson y Wichern, 1992), para determinar que tan similares eran entre ellas. Como resultado se observó que de las tres curvas, dos eran significativamente similares a un 97 % y la otra era muy distinta de ellas por lo cual se tomó la decisión de clasificar en dos formas espectrales, denominadas como Grupo 1 y Grupo 2 (Fig. 12b). El Grupo 1 es aquel indicado como forma 1 en la Fig. 9-b, y el Grupo 2 corresponde a las formas 2 y 3 (Fig.12)

En una segunda etapa, se pasó a comparar estadísticamente cada curva espectral con las dos formas seleccionadas en el procedimiento anterior (Grupo 1 y 2). Para esto se utilizó un análisis estadístico de clúster por observaciones con ligamiento promedio y correlación de Pearson, con la finalidad de observar la agrupación de las diferentes formas espectrales de $a_{ph}(\lambda)$. En la figura 13 se muestran el conjunto de curvas clasificadas dentro de cada grupo, donde el Grupo 1 presenta una capacidad de absorción de luz menos acentuada entre los 450 y 480 nm, mientras las curvas del Grupo 2 son aquellas donde si se observa un aumento importante en la absorción en

este intervalo de longitudes de onda. De hecho, en ocasiones la absorción a 480 nm es muy similar a aquella a los 440 nm.

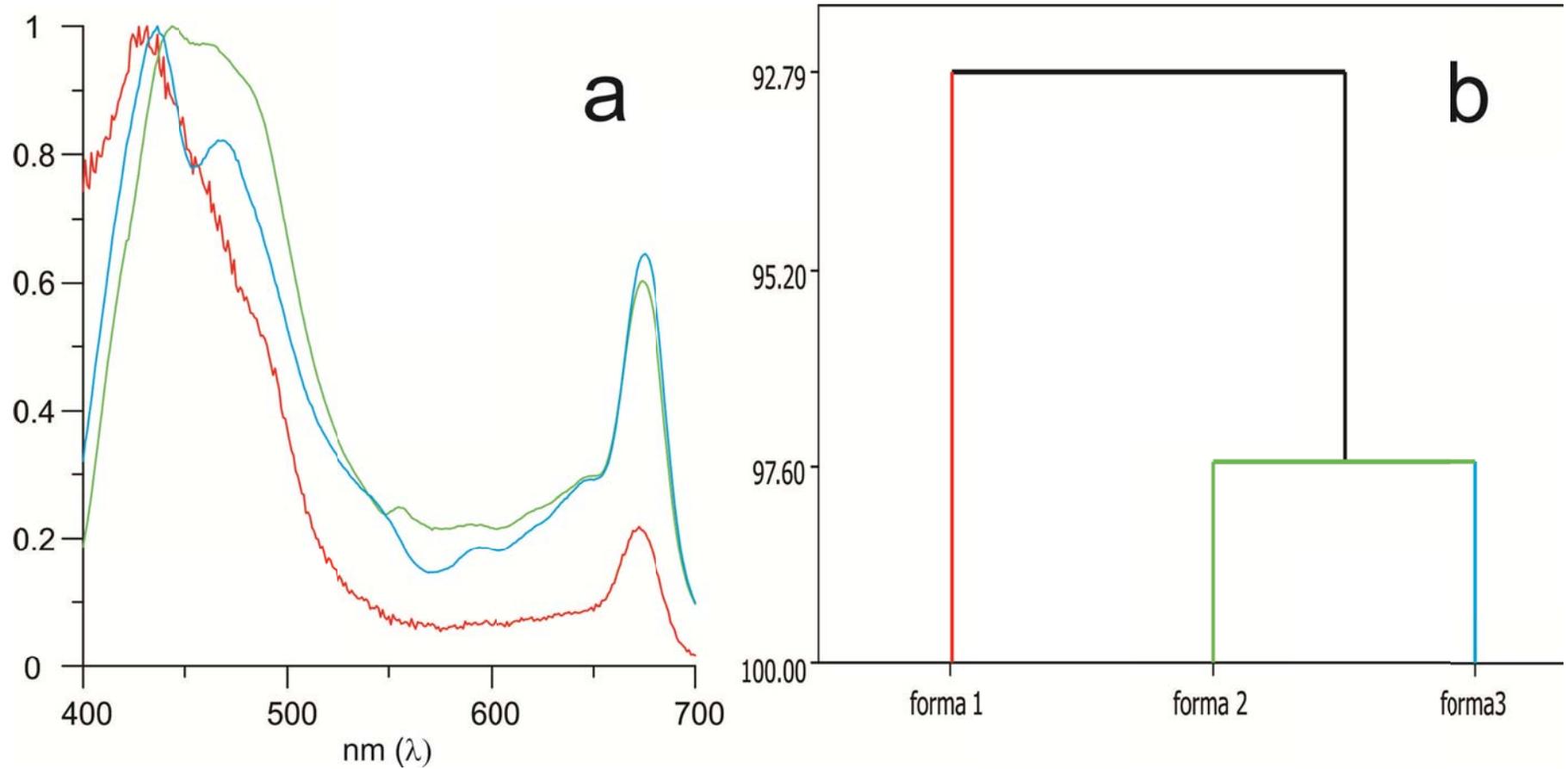


Figura. 12. a) Formas espectrales típicas del fitoplancton y b) Dendrograma de las formas espectrales del fitoplancton donde se observa el porcentaje de similitud entre las dichas formas. Los colores indicados en las curvas (a) se equivalen a los colores utilizados en (b).

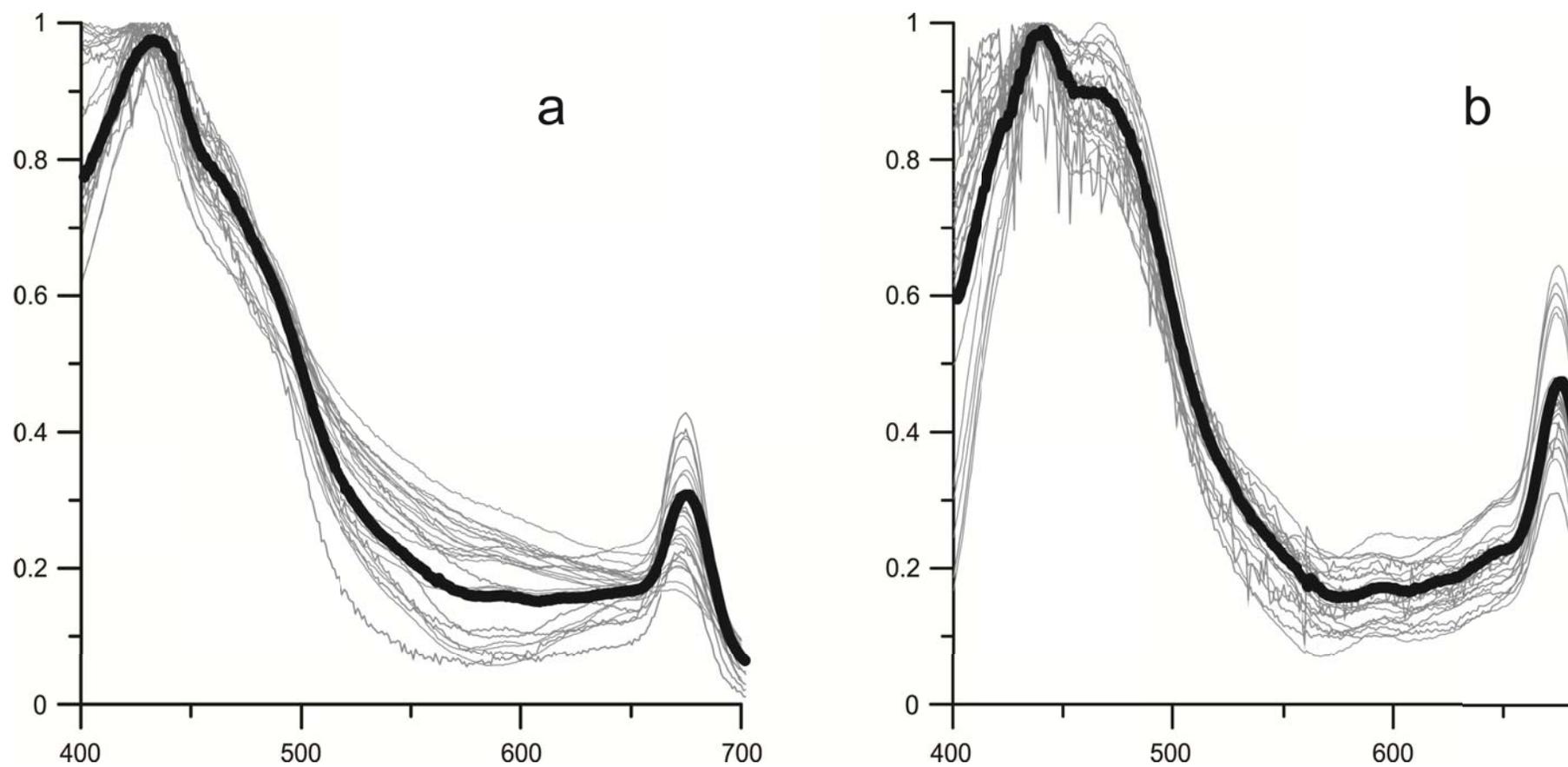


Figura. 13. Formas espectrales del coeficiente de absorción del fitoplancton, donde (a) es el Grupo 1, (b) es el Grupo 2. La línea negra más oscura marca el promedio.

5.4 Coeficiente de absorción de luz por la Materia Orgánica Disuelta con Color (CDOM), $a_{CDOM}(\lambda)$

El coeficiente $a_{CDOM}(\lambda)$ se caracteriza por presentar una forma espectral que muestra un incremento gradual desde los 550 nm hacia los 250 nm, lo que es indicado en la figura 14 por profundidad y para cada día de muestreo. Los valores de $a_{CDOM}(440)$ oscilaron entre 0.006 y 0.306 y m^{-1} , mientras $a_{CDOM}(350)$ osciló entre 0.05 y 1.57 m^{-1} . En la tabla III (anexo 2) se indican los valores mínimos y máximos observados en cada profundidad. El 28 de mayo de 2007 (Fig. 14a) $a_{CDOM}(350)$ osciló entre 0.45 m^{-1} y 1.88 m^{-1} con los mayores valores observados en superficie. Es importante notar que el espectro de absorción presenta un leve incremento alrededor de los 350 nm y otro alrededor de los 280 nm, lo que no es evidente a los 20m de profundidad. Este patrón se repite en muchos días de muestreo, lo que será indicado a seguir. El 26 de junio de 2007 (Fig. 14b) los mayores valores de absorción se presentaron a 40 m, cuando también se repite el patrón de aumentos mencionado anteriormente. En los siguientes tres días de muestreo (4 de septiembre y 9 de octubre de 2007 y 1 de octubre de 2008), los valores más altos también se encontraron en la capa más superficial (Figs. 14c, 14d y 14f).

Por otro lado, en los siguientes dos días de muestreo (6 de noviembre de 2008 y 26 de marzo de 2009), los valores más elevados se observan a los 20 y 50 m de profundidad, respectivamente (Fig. 15a y 15b). El 18 de abril (Fig. 15d) los valores vuelven a disminuir mientras el 28 de mayo aumentan mientras se mantienen los mayores valores en superficie. A partir de esta fecha los valores más altos no vuelven a repetirse en superficie, siendo encontrados por debajo de los 30 m. Finalmente, en el último día de muestreo (26 de noviembre 2010, Fig. 16d) los valores en superficie vuelven a incrementarse, siendo los más bajos observados a los 30 y 40 m.

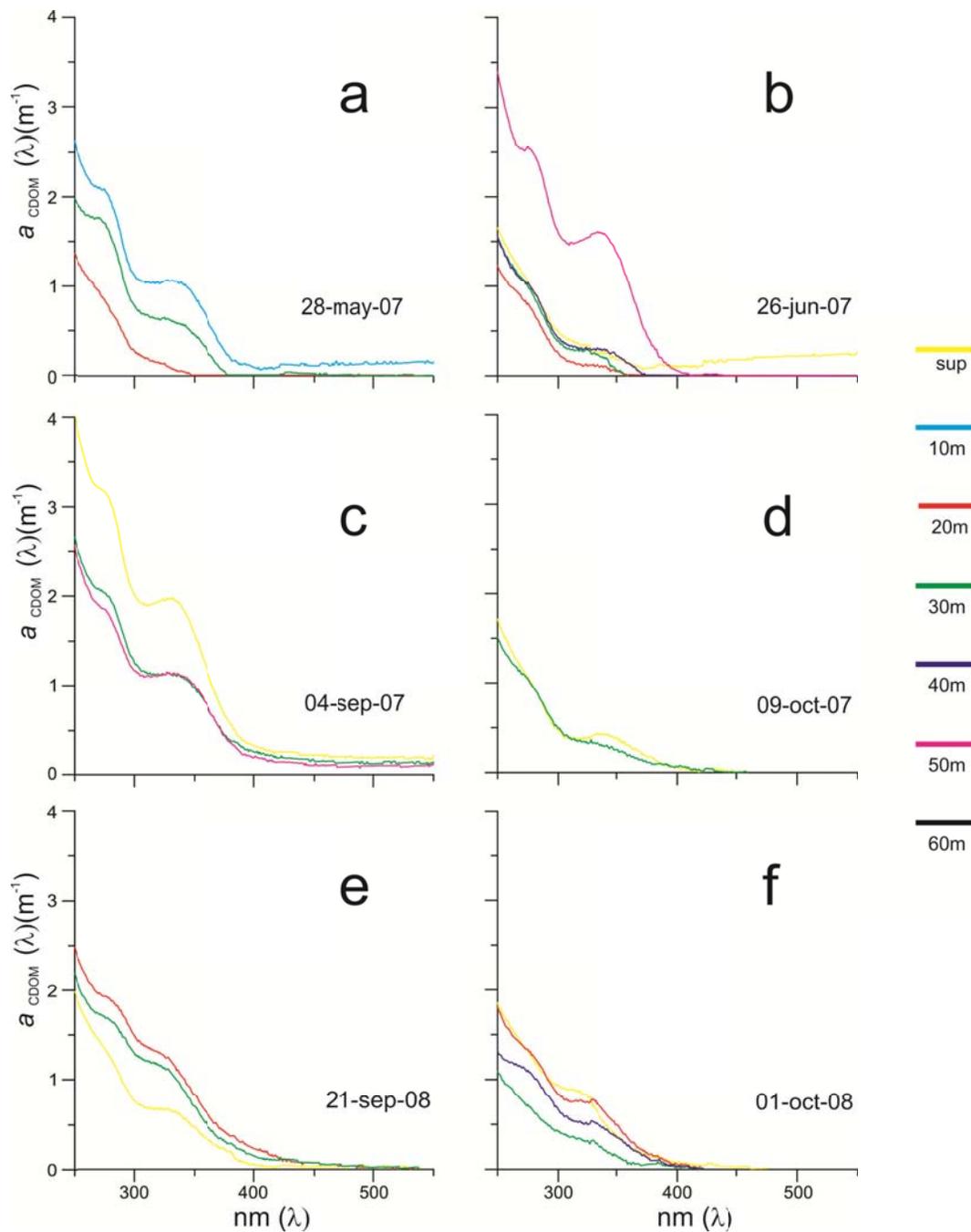


Figura. 14. Espectros de absorción del CDOM ($a_{\text{CDOM}}(\lambda)$) para cada día de muestreo y por profundidad. Se indica la profundidad que corresponde a cada color en la paleta a la derecha

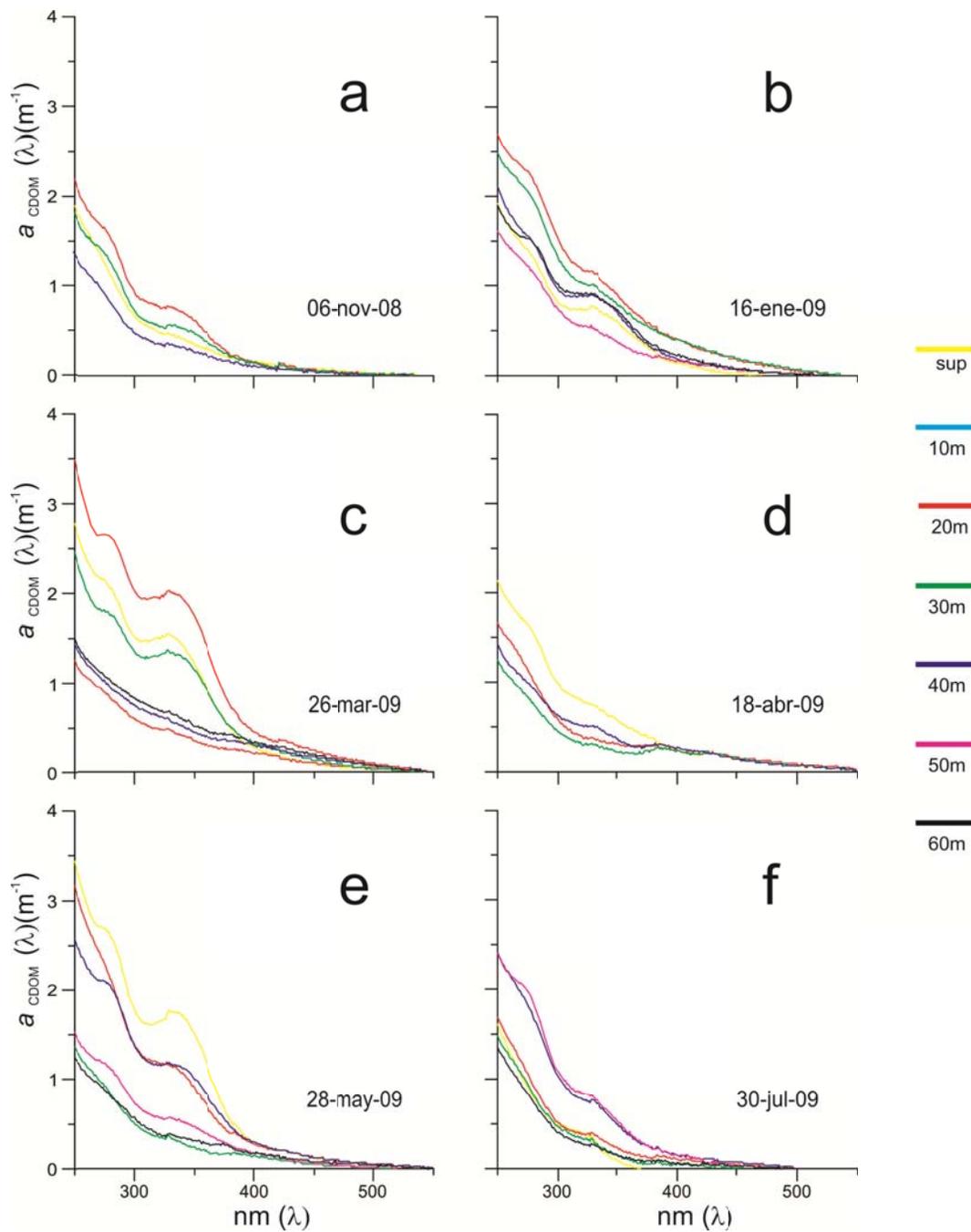


Figura. 15. Espectros de absorción del CDOM ($a_{\text{CDOM}}(\lambda)$) para cada día de muestreo y por profundidad. Se indica la profundidad que corresponde a cada color en la paleta a la derecha.

Para evaluar el origen del CDOM, esto es, si es de origen oceánico (autóctono) o terrígeno (alóctono o húmico), se utilizó la pendiente entre los 250 a 500 nm, denominada como S (Bracchini *et al.*, 2010). El valor de S varió entre 0.0027 y 0.049 nm^{-1} , con un promedio de 0.0168 nm^{-1} . Su variación temporal (Fig. 17) muestra una mayor variabilidad con la profundidad al inicio de la serie de tiempo, la cual disminuye a partir de noviembre del 2008. Así mismo, de manera general, los valores tienden a aumentar hacia el 2010, en especial en superficie.

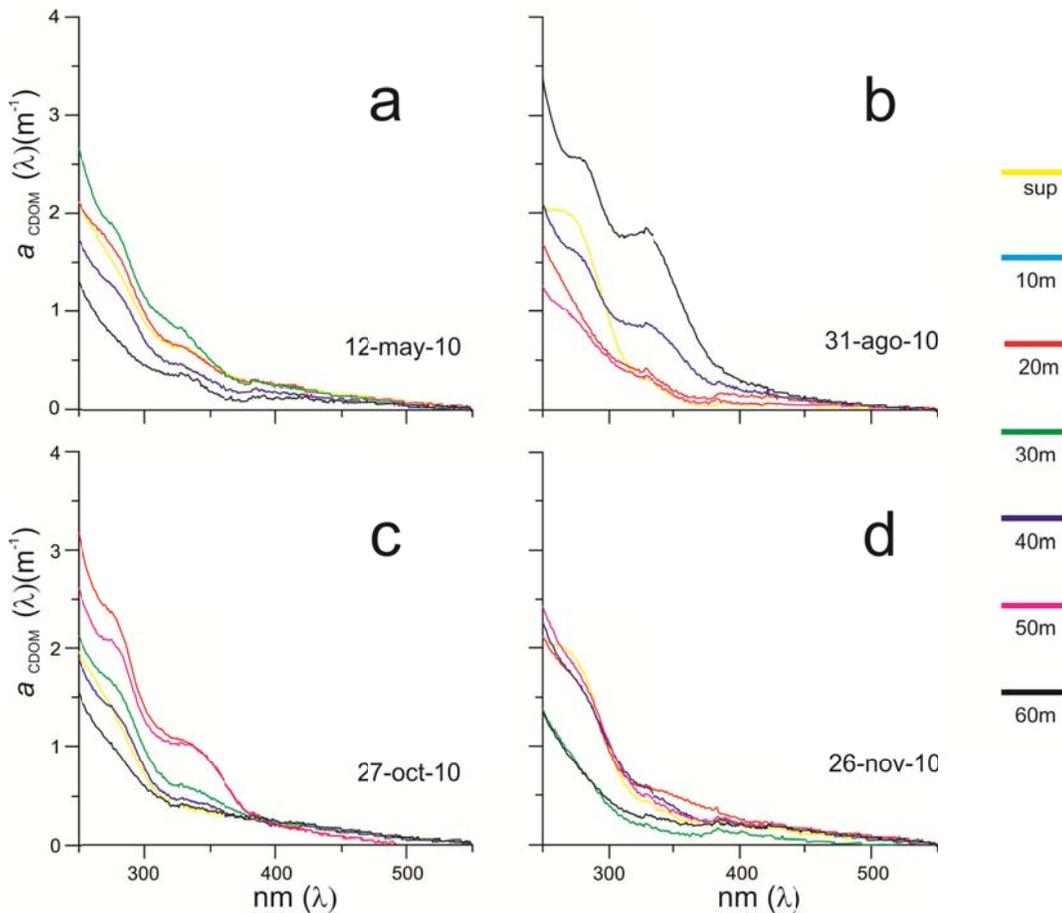


Figura. 16. Espectros de absorción del CDOM ($a_{\text{CDOM}}(\lambda)$) para cada día de muestreo y por profundidad. Se indica la profundidad que corresponde a cada color en la paleta a la derecha.

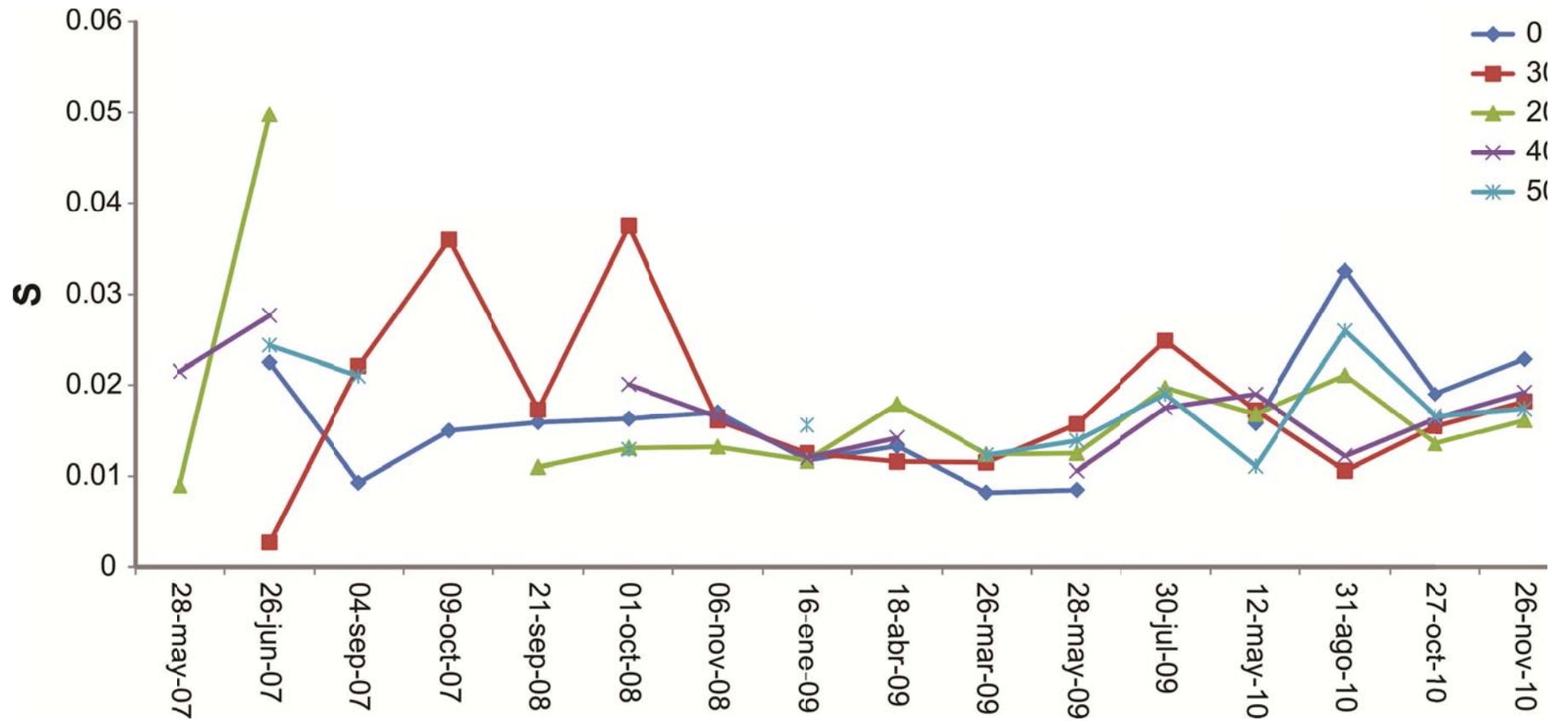


Figura. 17. Serie de tiempo de la pendiente S (nm^{-1}). En la figura se indica la leyenda diferenciando cada profundidad (m).

5.5 Contribución porcentual a la absorción total de luz a los 440 nm por el fitoplancton, detrito y CDOM en superficie.

El porcentaje de contribución de $a_{ph}(440)$, $a_d(440)$ y $a_{CDOM}(440)$ a la absorción total de luz (Fig. 18) muestra cuál de estos constituyentes del agua es el responsable de aportar el mayor porcentaje a la absorción total. En general, la mayor contribución es por el CDOM (18 al 88%) o el fitoplancton (10 al 90%), lo que presenta una fuerte variabilidad temporal. En especial, se debe de notar que la contribución del CDOM tiende a aumentar en la segunda mitad del periodo de muestreo.

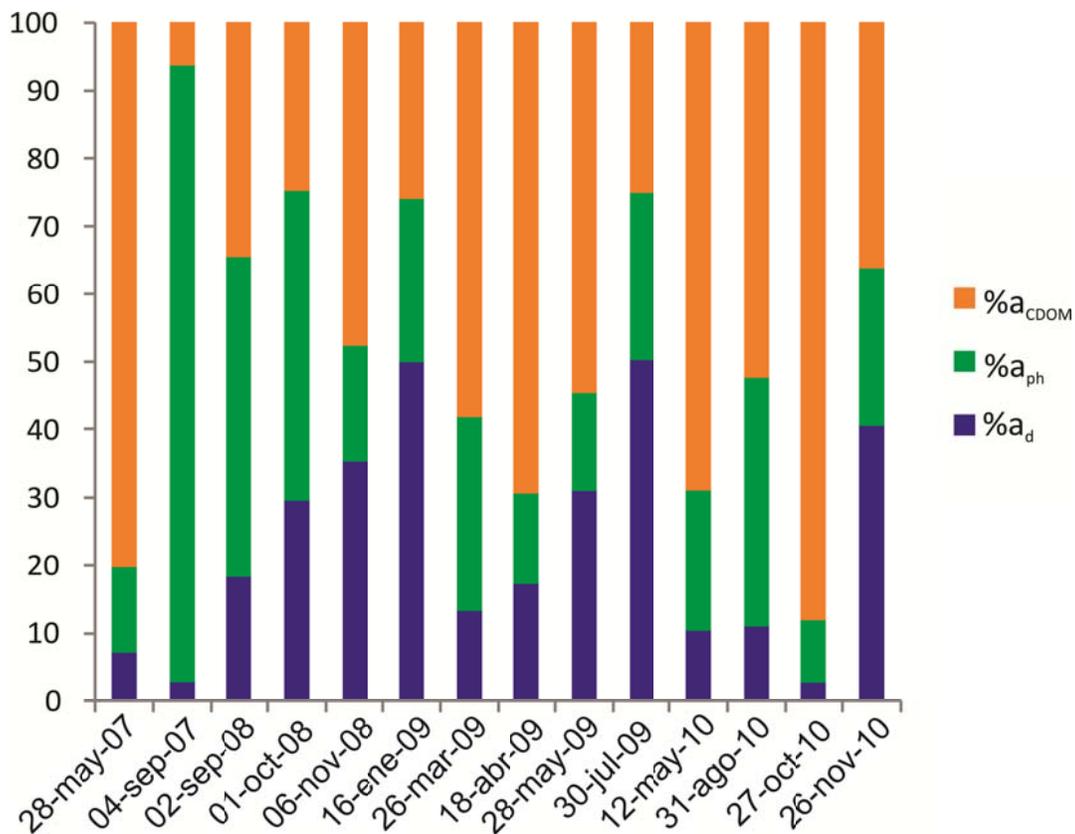


Figura. 18. Porcentaje de contribución de $a_{ph}(440)$, $a_d(440)$ y $a_{CDOM}(440)$ a la absorción total de luz durante el periodo de muestreo.

5.6 Imágenes de color del océano de los días de muestreo

Las imágenes de $Chla_{SAT}$ procesadas (Figs. 19, 20, 21) permiten observar no solamente las variaciones en la $Chla_{SAT}$ en la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* (indicada con un punto blanco en las imágenes), como también procesos a mayor escala espacial. De manera general se observan las mayores $Chla_{SAT}$ a lo largo de la costa, con una disminución gradual hacia el océano. Es importante notar que si tomamos una línea imaginaria frente a la ciudad de Ensenada, y a la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA*, se observa en muchas imágenes que esta representa una zona frontal muy definida separando, en océano abierto, aguas oligotróficas al sur de aguas más eutróficas al norte.

Además, es importante destacar la formación de remolinos y filamentos que se alejan de la costa y que en ocasiones afectan a la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA*. En especial, se debe notar el remolino formado el 2 de septiembre del 2008 (Fig. 19f), el cual se forma al norte de la estación, pero su extremo sur está sobre la estación. En el siguiente muestreo, el 1 de octubre del 2008 (Fig. 20a), la estación se ve afectada por un filamento que se aleja de la costa y pasa a formar un remolino localizado más al sur. Así mismo, el muestreo del 23 de enero de 2009 (Fig. 20c) se ve afectado por una intrusión de aguas con muy altas concentraciones de $Chla$ que viene de la costa.

A partir del 26 de marzo del 2009 (Fig. 20d) las $Chla_{SAT}$ a lo largo de la costa aumentan mucho (colores muy rojos en la imagen), y eso se intensifica en el siguiente muestreo del 18 de abril (Figura 20e). A pesar de la fuerte nubosidad en la zona oceánica, es posible observar que altas $Chla_{SAT}$ se observan tanto al norte como al sur de la estación. El 28 de mayo (Fig. 20f) las altas $Chla_{SAT}$ están más restringidas a la costa y al sur de la estación, y se observa la penetración de aguas más oligotróficas hacia el norte encontrando aguas más eutróficas al noroeste. El 30 de julio del 2009

(Fig. 21a) las $Chla_{SAT}$ en la zona oceánica vuelven a disminuir, y las altas $Chla_{SAT}$ están a lo largo de la costa.

En el año 2010 los muestreos se realizaron en mayo, agosto, octubre y noviembre (Figuras 21b, 21c, 21d, 21e). Nuevamente, se observan las mayores concentraciones a principio de año, siendo el mes de mayo cuando las $Chla_{SAT}$ fueron más altas extendiéndose hacia afuera de la costa y en especial se deben mencionar dos remolinos detectados al norte y al sur de la estación. En octubre, dominan aguas con condiciones muy oligotróficas, pero en noviembre las $Chla_{SAT}$ vuelven a aumentar y es especialmente notable que la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* se localizó en una pequeña área de bajas concentraciones, lo que explica los valores encontrados en los muestreos *in situ* (Fig. 4c).

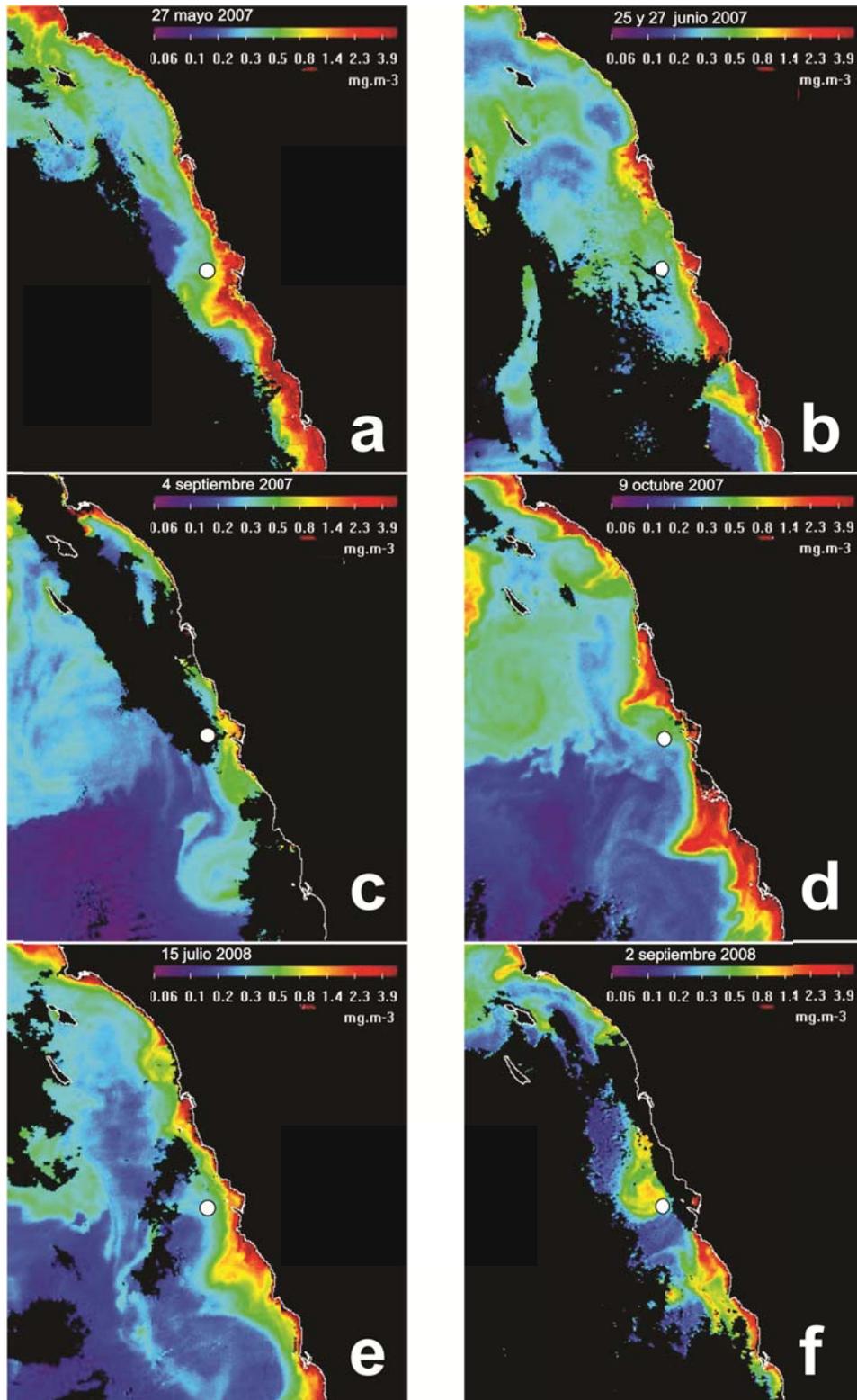


Figura. 19. Imágenes de Chla (mg/m³) correspondiente al día de muestreo o al promedio de dos días. El punto blanco indica la posición de la estación ANTARES BAJA CALIFORNIA. En la imagen se indica la fecha y la paleta de color.

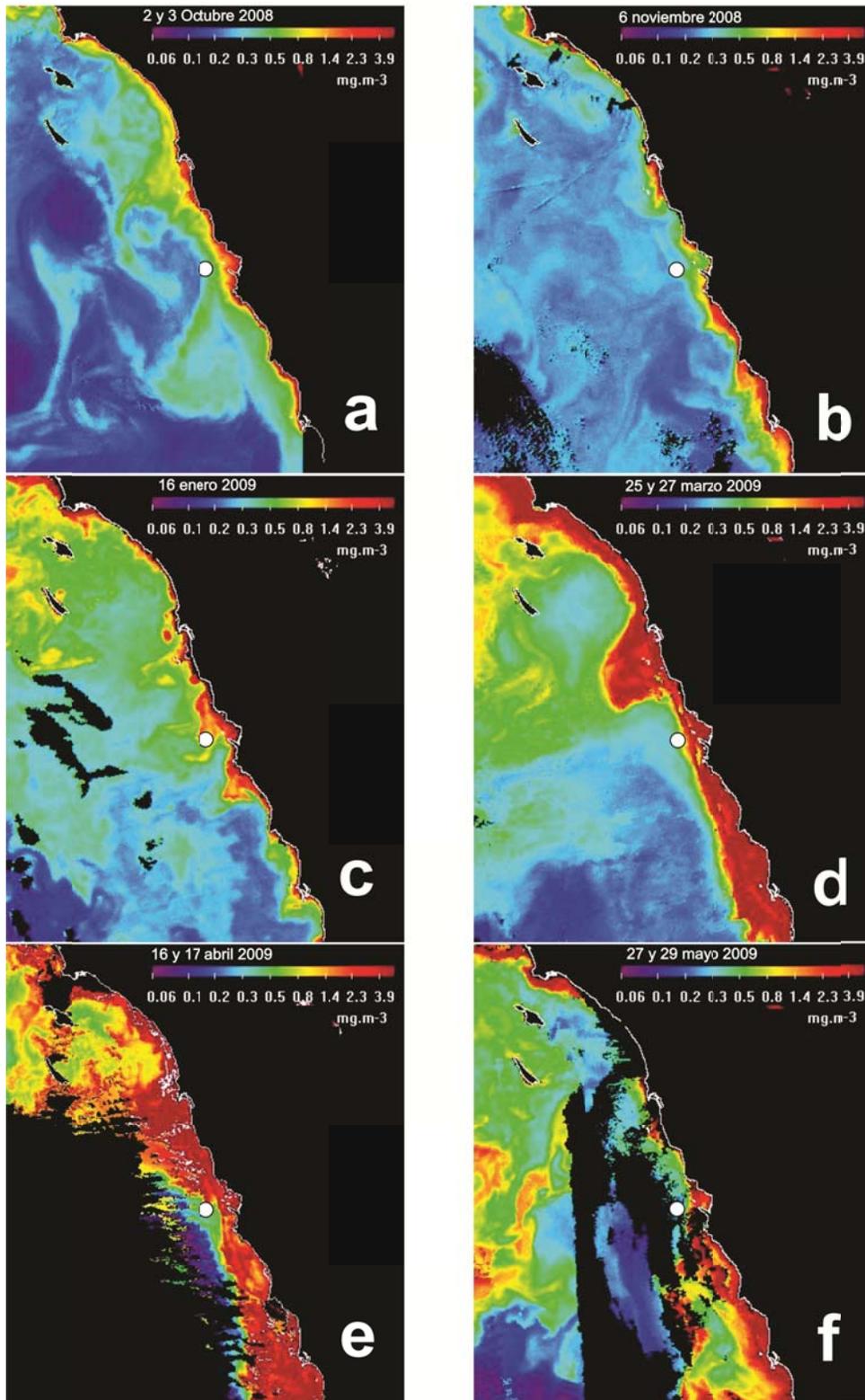


Figura. 20. Imágenes de Chla (mg/m^3) correspondiente al día de muestreo o al promedio de dos días. El punto blanco indica la posición de la estación ANTARES BAJA CALIFORNIA. En la imagen se indica la fecha y la paleta de color.

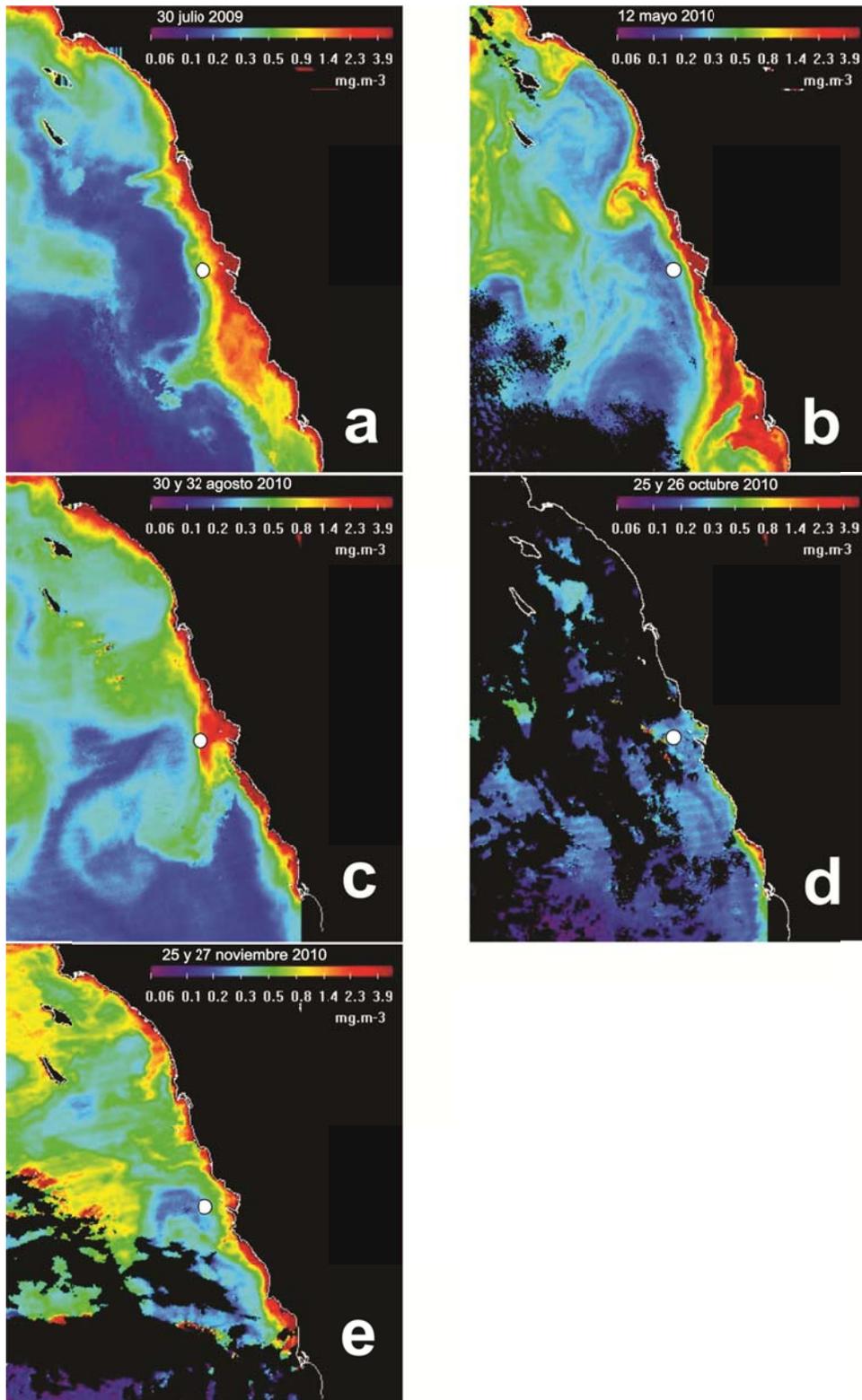


Figura. 21. Imágenes de Chla (mg/m³) correspondiente al día de muestreo o al promedio de dos días. El punto blanco indica la posición de la estación ANTARES BAJA CALIFORNIA. En la imagen se indica la fecha y la paleta de color.

5.7 Comparación Chla *in situ* x Chla satélite

De los 17 días de muestreo, solamente en ocho se tuvieron condiciones sin nubosidad que permitieron comparar los datos *in situ* con los del sensor remoto. En la figura 22 se muestra la relación entre las concentraciones de Chla *in situ* y Chla_{SAT}, donde se puede observar una tendencia de sobrestimación por el sensor remoto. El error cuadrático medio (RMSE) calculado fue de 34% y la mayor diferencia observada se presentó el 18 de abril de 2009 (indicado con una flecha roja).

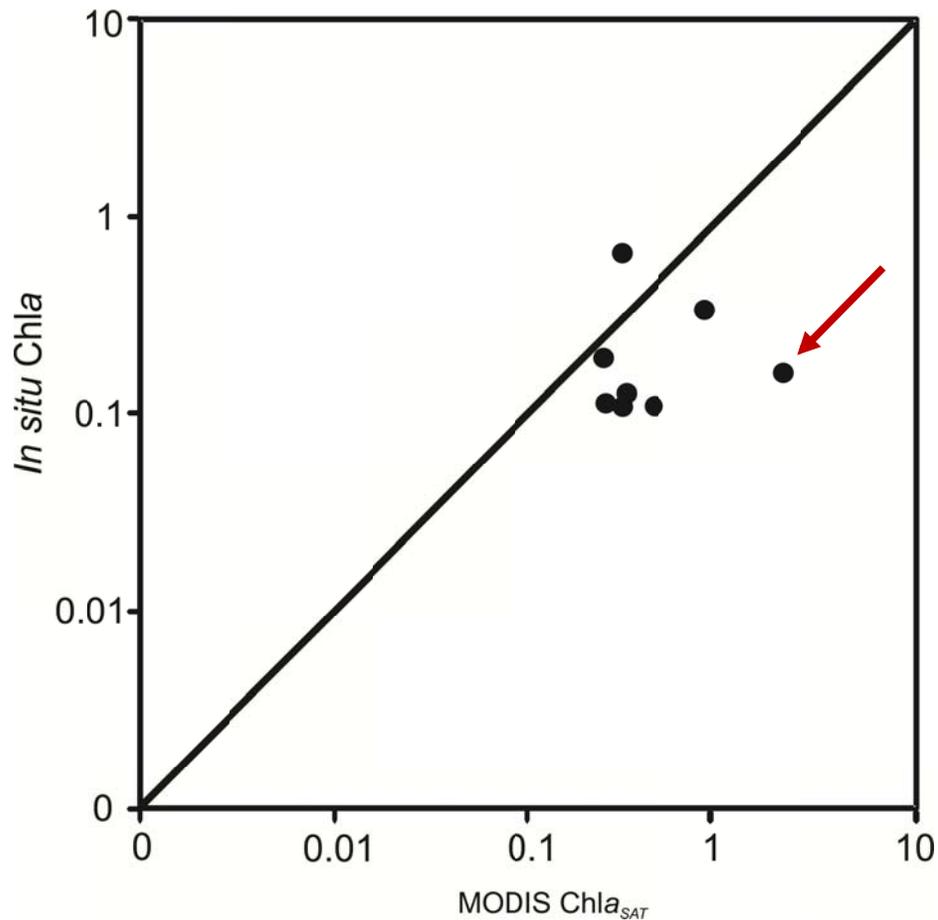


Figura. 22. Diagrama de dispersión entre los datos de Chla MODIS y Chla *in situ* (mg/m^3), donde la línea negra indica la relación 1:1.

6. DISCUSIÓN

6.1. Variabilidad de la concentración de Chla y pigmentos y composición de la comunidad

La concentración de pigmentos en la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* presentó una fuerte variabilidad durante el periodo de observación donde los valores en superficie parecen ser más influenciados por procesos costeros, como se pudo observar a partir de las imágenes de Chla (Figs. 19, 20 y 21), mientras en profundidad la posición de la nitraclina parece ser el factor que más afecta estos aumentos (Figs. 3 y 4). Aquí es importante considerar que los cambios estacionales en esta zona están principalmente asociados a eventos de surgencia costera, que aunque son más intensos y frecuentes durante primavera, son recurrentes durante todo el año (Di Lorenzo, 2003, Castro y Martínez, 2010).

La surgencia promueve que la nitraclina suba hacia la superficie trayendo nutrientes y promoviendo el crecimiento del fitoplancton (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010; Bjorkstedt *et al.*, 2010). En los datos evaluados en este estudio (Fig. 3 y 4) es evidente la relación entre la profundidad de la nitraclina y el máximo subsuperficial de Chla y pigmentos, aunque tanto la profundidad como la intensidad (o concentraciones de nitratos en) de la nitraclina varía temporalmente. Si consideramos la profundidad de la nitraclina como aquella donde se da el aumento más rápido en la concentración de los nitratos, se puede observar que esta se encuentra en general entre los 10 y 30 m de profundidad, aunque en ocasiones esta no se define muy claramente. Primavera y verano, principalmente marzo, abril y mayo, se caracterizan por la intensificación de las surgencias (Pérez-Brunius *et al.*, 2007), lo que conlleva a que se observe una termoclina y nitraclina más somera (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010). Nuestros datos indican que hay ocasiones en que se puede observar a una nitraclina de hasta 10 m de profundidad en los meses de otoño e invierno.

Tal es el caso de agosto, octubre y noviembre del 2010 (Fig. 4d, 4e, 4f), cuando se observa un aumento muy marcado de las concentraciones de NO_3+NO_2 a partir de los 10 m de profundidad, alcanzando hasta $10\mu\text{M}$ a los 30m. A pesar de las altas concentraciones de estos nutrientes, las concentraciones de pigmentos son muy bajas y muestran una disminución a medida que pasan los meses. Gaxiola-Castro *et al.* (2010) mencionan que, a pesar de que algunos autores indican que las surgencias ocurren a lo largo de todo el año, ellos no siempre detectan una mayor biomasa de fitoplancton durante los meses de otoño e invierno cuando analizan diez años de datos del proyecto IMECOCAL (1997-2007). Los datos de este trabajo parecen indicar la misma tendencia. Por otro lado, si observamos los datos del muestreo de mayo de 2009, podemos notar que la nitracina está también muy somera, como observado para los datos del 2010, pero en este caso la biomasa de fitoplancton es muy elevada, con valores de pigmentos que llegan a casi 3 mg/m^3 en superficie y a más de 1.5 mg/m^3 en el máximo profundo de clorofila (Fig. 4a).

Algunos pigmentos del fitoplancton sirven como diagnóstico o indicadores de ciertos tipos de grupos algales, como ya mencionado anteriormente (anexo 1). Los máximos superficiales y subsuperficiales en pigmentos fueron asociados al incremento en los pigmentos Fucoxantina, diagnóstico para diatomeas, y/o Peridinina, diagnóstico para dinoflagelados (Jeffrey *et al.*, 1997). Estos grupos del fitoplancton son comúnmente observados cuando se observan aumentos en la Chla (Barocio-León *et al.*, 2008; Gaxiola-Castro *et al.*, 2010), lo que es también una indicación de disponibilidad de nutrientes. Una excepción es el día 26 de junio del 2007, cuando el segundo máximo subsuperficial estuvo localizado a los 40 m y el pigmento más abundante fue la Zeaxantina, diagnóstico para la cianobacteria *Synechococcus*, grupo observado con frecuencia en estudios anteriores en esta región (Barocio-León *et al.*, 2006; Millán-Núñez y Millán-Núñez, 2010).

Las variaciones en la concentración de nutrientes en el área estudio están relacionadas a la dinámica de surgencias (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010), las cuales a su

vez presentan variación también asociadas a procesos interanuales como El Niño o La Niña. El inicio del periodo de estudio de este trabajo (2007) fue influenciado por condiciones frías asociadas a un evento La Niña moderado a fuerte, que se extendió hasta principios del 2009 (McClatchie *et al.*, 2008; 2009; Bjorkstedt *et al.*, 2010). Entretanto, el efecto de este evento no fue homogéneo y frente a la península de Baja California no se observaron anomalías de temperaturas negativas en comparación a las regiones al norte. A principios del 2008 el evento se debilita, pero entre enero y febrero se detectaron surgencias fuera de época frente a la ciudad de Ensenada (localización de la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA*) y al sur de esta, dando como resultado Chla superiores a 2 mg/m^3 (McClatchie *et al.*, 2008). En la primavera del 2009 tiene inicio un periodo neutral, el cual estuvo asociado a una intensa anomalía en las surgencias frente a la península durante casi todo el año, promoviendo la elevación de las Chla (McClatchie *et al.*, 2009). De finales del 2009 a principios del 2010, se desarrolló un evento cálido (denominado como El Niño débil) que fue sustituido por condiciones frías (La Niña) aun a principios de año y se mantuvo en condiciones fuertes hasta disminuir gradualmente a condiciones neutrales a principios del 2011 (Bjorkstedt *et al.*, 2010). En especial frente a la península de Baja California, en la primavera del 2010, se desarrollan condiciones frías y de aguas más dulces hasta llegar a valores mínimos en enero del 2011 (Bjorkstedt *et al.*, 2010).

Este patrón de variación interanual explica algunos de los resultados de este trabajo. En especial, esto explica las mayores concentraciones de pigmentos (Figs. 3 y 4) y de Chla (Fig. 5) observadas en el periodo 2008-2009, cuando se observó la intensificación de las surgencias (McClatchie *et al.*, 2009). Esto resultó en una nitraclina más somera, que promueve el crecimiento del fitoplancton y mayores Chla en las capas más superficiales de la columna de agua (Fig. 5). Por otro lado, desde julio de 2009 en adelante, la concentración de pigmentos (Figs. 3 y 4) y de Chla (Fig. 5) disminuye gradualmente hasta llegar a los mínimos observados en los dos últimos muestreos en el 2010. Estos mínimos ocurren a pesar de que las concentraciones de

nitratos son tan altas como observado en muestreos anteriores (por ej. en el 2009). Aquí es importante mencionar que durante julio y octubre de este año se observó una alta abundancia de copépodos y eufásidos asociada al evento frío La Niña y a la alta productividad primaria (Bjorkstedt *et al.*, 2010), lo que sugiere un control de la biomasa de fitoplancton por pastoreo o de tipo "arriba hacia abajo", ya observado anteriormente para la misma región (Gaxiola-Castro *et al.*, 2008).

Las imágenes de Chla (Figs. 19, 20 y 21) de los días de muestreo confirman los patrones observados *in situ*, los cuales se pueden relacionar a los procesos interanuales mencionados anteriormente. Además, es importante considerar que la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* está situada en un punto límite entre la zona costera con altas concentraciones de Chla y la zona oceánica de menores concentraciones. En diferentes ocasiones, la estación es afectada por estructuras como filamentos y remolinos provenientes de la costa, así como por extensos florecimientos como el observado el 18 de abril de 2009 (Fig. 20e). Estas imágenes muestran procesos superficiales, mientras los datos *in situ* dan la visión de la distribución vertical del fitoplancton (Figs. 3 y 4).

En los muestreos de octubre de 2008 y marzo, abril y mayo del 2009 la máxima concentración de pigmentos se observó en superficie. En octubre de 2008 se observó la formación de un remolino (Fig. 21a) que se desplaza hacia el sur y afecta la estación, a pesar del dominio de aguas oligotróficas en la mayor parte del área. Los meses de marzo, abril y mayo del 2009 (Fig. 21d, 21e, 21f) son aquellos donde se presentan las más altas Chla a lo largo de la zona costera, asociado al periodo de intensificación de las surgencias mencionado anteriormente (McClatchie *et al.*, 2009). En especial el 18 de abril (Fig. 20e) las Chla llegan a alcanzar y/o superar los 4 mg/m^3 y se desplazan hasta 50 millas náuticas de la costa, al norte de la estación. En estos muestreos, se observó el máximo de pigmentos en superficie, pero también se observa el máximo subsuperficial. Estas observaciones indican que la estación está

siendo afectada tanto por procesos de advección superficial como por procesos subsuperficiales asociados a la surgencia de aguas ricas en nutrientes nitrogenados.

6.2. Coeficiente de absorción de luz del fitoplancton

El coeficiente $a_{ph}(\lambda)$ aumenta en función de la Chla de acuerdo a una función de potencia, según propuesto por varios estudios (Bricaud *et al.*, 1995, 2004; Barocio-León, 2006). En especial los coeficientes de absorción $a_{ph}(440)$ y $a_{ph}(675)$ son utilizados como índices de la absorción de luz por el fitoplancton una vez es a estas longitudes de onda donde la Chla presenta sus máximos de absorción (Bricaud *et al.*, 2004). En nuestros datos, la Chla presentó una variabilidad importante, entre 0.021 y 1.56 mg/m^3 , pero la relación con $a_{ph}(440)$ y $a_{ph}(675)$ presentó mucha dispersión, en especial a los 440 nm (Fig. 6). El ajuste de estos datos a una función de potencia fue de 33% para $a_{ph}(440)$ y de 43% para $a_{ph}(675)$. De hecho, un ajuste lineal se mostró más adecuado, con una R^2 de 38% para $a_{ph}(440)$ y de 62% para $a_{ph}(675)$. Una mayor dispersión a los 440 nm es explicada por el hecho de que los carotenoides presentan sus picos de absorción más cercanos al pico de absorción de la Chla (440 nm) (Bricaud *et al.*, 2004; Barocio-León 2006), y es una indicación del papel de estos pigmentos accesorios para la absorción total de luz.

La composición pigmentaria es una de las causas de variación de $a_{ph}(\lambda)$, además del efecto paquete (Bricaud *et al.*, 1995; 2004). Este efecto es un aplanamiento variable de $a_{ph}(\lambda)$ debido a que el material biológico no está disuelto en el agua, si no está inserido dentro de partículas (Duyens, 1956; Kirk, 1994). Depende del tamaño celular y del coeficiente de absorción del material que forma o constituye la célula (Bricaud *et al.*, 2004). Es más extremo en células grandes y altamente pigmentadas, esto es, en células del microplancton ($> 20\mu\text{m}$), y menor en células del nano (2 a $20\mu\text{m}$) y picoplancton ($< 2\mu\text{m}$). Para el área frente a las costas de Baja California diferentes estudios han mostrado que cuando el fitoplancton es dominado por grupos

del pico y/o nanoplancton, los pigmentos explican mejor las variaciones en $a_{ph}(\lambda)$, pero cuando las concentraciones de Chla aumentan también se incrementa la participación de grupos del microplancton (como diatomeas y dinoflagelados) y el efecto paquete pasa a tener un papel importante para explicar las variaciones en $a_{ph}(\lambda)$ (Millán-Núñez *et al.*, 2004; Aguirre-Hernández *et al.*, 2004; Barocio-León, 2006; Barocio-León *et al.*, 2006, 2008; Millán-Núñez y Millán-Núñez, 2010).

En los datos de este trabajo se observó la presencia de diatomeas y dinoflagelados en la mayoría de los días de muestreo (Figs. 3 y 4) y en especial asociados al máximo de pigmentos en la columna de agua (superficial o subsuperficial). Es importante considerar que en los trabajos mencionados anteriormente el área de estudio fue de mayor extensión, abarcando en su mayoría regiones oligotróficas. Como discutido anteriormente, la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* está sujeta a la influencia costera y de las surgencias, lo que explica la fuerte presencia de diatomeas y dinoflagelados, aunque en ocasiones presenta condiciones oligotróficas con concentraciones de Chla tan bajas como 0.021 mg/m^3 . Debido a esto, se espera que el efecto paquete sea uno de los factores principales a explicar las variaciones en $a_{ph}(\lambda)$. Entretanto, debido a la mayor dispersión en los datos de la relación entre Chla y $a_{ph}(440)$ (Fig. 6), también los pigmentos parecen ser una fuente de variabilidad importante.

La variación temporal de esta propiedad óptica (Fig. 10) y del coeficiente de absorción específico de la Chla (Fig. 11) está relacionada a la dinámica oceanográfica discutida anteriormente, en especial a las surgencias. Esto explica los valores más altos de $a_{ph}(440)$ y $a_{ph}(675)$ en el periodo 2008-2009, asociado a la intensificación de las surgencias. Por otro lado, valores más bajos de $a^*_{ph}(440)$ y $a^*_{ph}(675)$ fueron asociados en general a altas Chla (Figura 5) y a una alta proporción de Fucoxantina y/o Peridininina (Figs. 3 y 4), pigmentos indicadores de la presencia de células del microplancton.

6.3. Forma espectral de $a_{ph}(\lambda)$

La forma espectral del coeficiente de absorción sirve como una medida para evaluar el papel de los diferentes pigmentos del fitoplancton para la absorción de luz (Barocio-León, 2006), además de ser necesario para la modelación de la transferencia radioactiva en la columna de agua y de la productividad primaria (Prieur y Sathyendranath, 1981; Morel y Maritorena, 2001).

En este trabajo se pudieron identificar dos grupos de curvas espectrales (Fig. 13), donde uno de ellos (Grupo 2) presenta picos o “hombros” en el espectro entre los 460 y 550 nm, mientras el otro (Grupo 1), no presenta estos picos y la pendiente entre los 440 y 550 nm es más acentuada. La presencia de picos en la absorción en este intervalo de longitudes de onda indica una mayor proporción de carotenoides:Chla.

De los espectros analizados en este estudio, 27 fueron clasificados en el Grupo 1 mientras 22 en el Grupo 2, indicando una proporción de casi el 50% para cada grupo, lo que muestra la importancia de los carotenoides a la absorción de luz. Es interesante notar que algunos espectros presentan su segundo máximo con la misma magnitud del máximo de los 440 nm, y este siempre se observa entre los 460 y 480 nm.

Este intervalo de longitudes de onda corresponde al máximo de absorción por los pigmentos Fucoxantina y Peridinina, entre otros, los cuales fueron muy abundantes en este muestreo. Barocio-León (2006) identificó, para el área frente a Baja California, dos grupos de curvas muy similares a las encontradas en este trabajo, y observó que aquellas del tipo Grupo 1 estuvieron asociadas a las capas más profundas de la columna de agua (debajo del máximo profundo de Chla) mientras las del Grupo 2 estuvieron en su mayoría asociadas a la capa superficial. El autor explica este patrón como resultado de la razón de pigmentos accesorios fotoprotectores:fotosintéticos, esto es, las curvas de tipo Grupo 2 y que presentan picos entre 440 y 550 son aquellas

de la capa superficial en las cuales se da la síntesis de pigmentos fotoprotectores como una respuesta a mayores niveles de luz. Por otro lado, el Grupo 1 corresponde a las curvas de la capa inferior, donde se sintetizan en mayor proporción pigmentos fotosintéticos como respuesta a menores niveles de luz. En los datos de este trabajo no fue evidente una separación del tipo de curvas con la profundidad. Esto puede ser explicado por una mayor dinámica de la columna de agua, esto es, una mayor frecuencia de mezcla. Cabe recordar que el área de estudio de Barocio-León (2006) fue principalmente de áreas más lejana de la costa, con una fuerte estructuración vertical, lo que lleva a que el fitoplancton tenga más tiempo para aclimatarse a las condiciones predominantes en el medio y eso determina que se definan mejor los patrones observados.

6.4. Razón $a_{ph}(440):a_{ph}(675)$

La razón $a_{ph}(440):a_{ph}(675)$ ($R_{440/675}$) puede ser usada como un indicador de efecto paquete de tal forma que cuanto menor sea el efecto paquete mayores serán las razones (Ciotti *et al.*, 2002; Bricaud *et al.*, 2004).

En este trabajo las razones observadas estuvieron entre 1.26 y 5.03, lo que concuerda con los valores encontrados anteriormente para el área por otros autores (Barocio-León, 2006; Millán-Núñez y Millán-Núñez, 2010). Sosik y Mitchel (1995), en un estudio realizado en las aguas frente a California (USA), mencionan que valores de la razón superiores a 3 están asociados a aguas dominadas por el picoplancton, esto es, zonas oligotróficas con bajas Chla. Por esta razón se debe esperar una relación inversa entre la $R_{440/675}$ y la Chla.

En los datos de este trabajo esta relación presenta mucha dispersión (Fig. 23) pero la tendencia inversa entre los datos se puede observar. Aquí es importante considerar que la estructura de la comunidad de fitoplancton también es regulada por el pastoreo (Goericke, 2002) lo que ha llevado a que se observen muy bajas anomalías de la

razón en zonas de altas temperaturas como el Mar de Arabia (Bouman *et al.*, 2003). Como mencionado anteriormente, y de acuerdo a los trabajos de Gaxiola-Castro *et al.* (2008 y 2010), existen fuertes evidencias del control de la biomasa de fitoplancton por el pastoreo en el área de estudio, lo que puede explicar la alta dispersión en nuestros datos del coeficiente de absorción y $R(440/675)$.

Por otro lado, este tipo de control biológico lleva a que en ocasiones no se encuentren correlaciones significativas entre datos biológicos y ambientales, como mencionan Bouman *et al.* (2003). En este caso, patrones más robustos pueden aparecer cuando se obtengan más datos de la zona estudiada, en nuestro caso, más datos en la serie de tiempo.

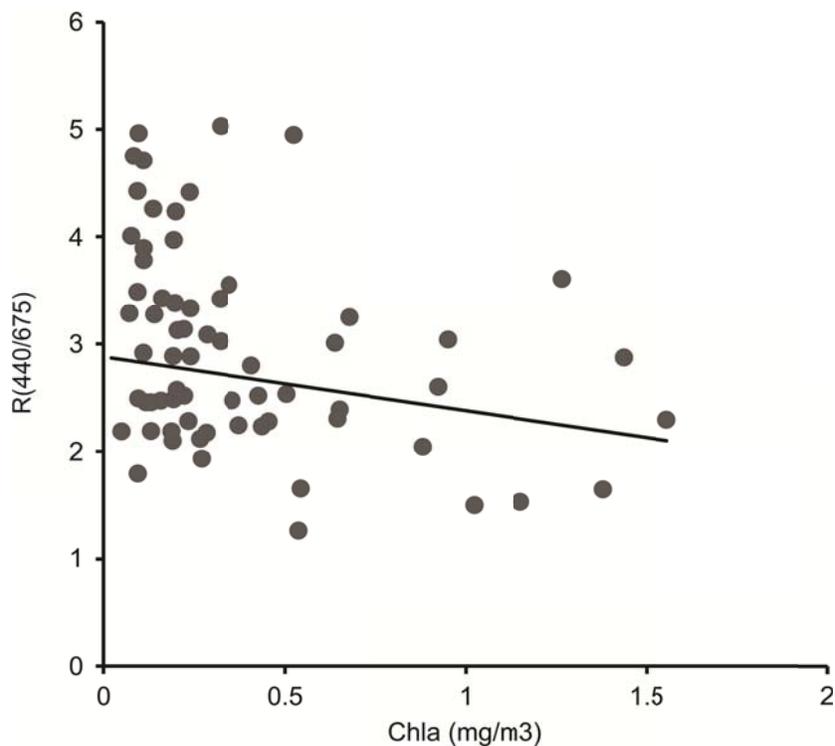


Figura. 23. Relación entre la razón $R(440/675)$ y la $Chla$ (mg/m^3). La línea indica el ajuste lineal a estos datos.

6.5. Variabilidad temporal de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$

El CDOM, al ser considerado como componente de la materia orgánica disuelta (DOM por sus siglas en inglés) que absorbe luz en el visible y ultravioleta del espectro electromagnético (Coble *et al.*, 1998), juega un papel de suma importancia en la distribución de la luz en los océanos, lo que afecta la disponibilidad de nutrientes y las tasas de producción primaria (Siegel *et al.*, 1995; Nelson *et al.*, 1998, Blough y Del Vecchio, 2001, Nelson y Siegel, 2002).

El CDOM va a presentar características espectrales diferentes dependiendo de su origen, que puede ser terrígeno u oceánico. Por lo tanto, su variabilidad en la zona costera va a estar asociada a la resuspensión o descarga de material terrígeno, sedimentos y detritos proveniente de ríos o estuarios. En océano abierto, por otro lado, la principal fuente de CDOM es la producción primaria fitoplanctónica, lo que lleva a que se observe en muchas ocasiones una relación positiva entre este componente y la Chla (Coble *et al.*, 1998; Mannino *et al.*, 2008; Floge *et al.*, 2009). Por otro lado, cuando en altas concentraciones, puede alterar significativamente las mediciones de Chla por sensores remotos (Del Vecchio y Subramanian, 2004), una vez su espectro de absorción se sobrepone al espectro de absorción de la Chla en la región del azul del espectro electromagnético (Fig. 1).

Este trabajo reporta por primera vez información sobre la magnitud y la variabilidad de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en las aguas frente a la península de Baja California, y muestra la variabilidad temporal y en profundidad que puede presentar esta variable. Existe una tendencia observada a una escala global que indica que a medida que los niveles de Chla aumentan, la contribución por el CDOM a la absorción total de luz va a disminuir. De hecho, a una Chla de $\sim 0.5 \text{ mg/m}^3$ la influencia del fitoplancton y el CDOM va a ser aproximadamente la misma (Nelson y Siegel, 2001). Pero estas observaciones se han basado en datos de regiones alejadas de la zona costera, donde no hay aportes externos al sistema. Los datos de este trabajo no muestran una relación clara entre la

$Chla$ y $a_{CDOM}(\lambda)$ (Fig. 24), lo que puede ser asociado a que el aporte de CDOM no está solamente relacionado a procesos autóctonos o también debido a un desacople temporal entre estas dos variables. Esto es, existe una diferencia en la escala de tiempo en que se realiza el muestreo y los ciclos de producción, transformación y remoción de CDOM de la capa superficial de la columna de agua que obscurecen la relación entre estas variables (Kitidis *et al.*, 2006).

La pendiente S del espectro de absorción del CDOM es utilizado como un indicador del origen del mismo (Vodacek *et al.*, 1997). En general aguas oceánicas de mayor salinidad han sido asociadas a valores más elevados de S (valores alrededor de 0.02 nm^{-1}), mientras valores más bajos (alrededor de 0.014 nm^{-1}) se asocian a aguas con influencia costera o de aguas más dulces (Blough *et al.*, 1993; Vodacek *et al.*, 1997). El aumento de S de la costa hacia el océano ha sido asociado a cambios en el CDOM de origen terrestre (alóctono) y/o su sustitución por CDOM generado *in situ* (autóctono).

En este estudio, los valores de S se encuentran dentro del intervalo reportado en los trabajos antes mencionados, oscilando alrededor de 0.0168 nm^{-1} (Fig. 17). Al inicio de la serie de tiempo se observaron los mínimos y máximos en la serie, con los valores más elevados a mayor profundidad, indicando que este CDOM es de origen autóctono u oceánico. Por otro lado, valores inferiores en superficie indican una mayor influencia costera. Aunque no existe un aporte de agua dulce significativo en esta zona, la cercanía a la Bahía de Todos Santos representa una influencia costera que puede explicar este patrón. Como mencionado anteriormente (Sección 7.1), la estación *ANTARES BAJA CALIFORNIA* es afectada por procesos provenientes de la costa en superficie mientras en profundidad dominan los factores fisicoquímicos asociados a las surgencias.

No obstante, a partir de noviembre de 2008 la variación en profundidad de S disminuye, y también disminuyen sus valores, aunque con la misma tendencia anterior de valores más elevados en subsuperficie. Esto representa un periodo de tiempo con

mayor influencia de CDOM de origen alóctono o terrígeno en toda la columna de agua, lo que coincide con el evento frío del 2008-2009 donde se observó un aumento en la intensidad y frecuencia de las surgencias (Bjorkstedt *et al.*, 2010). Solamente a partir de agosto del 2010 los valores en superficie superan a los de subsuperficie, lo que viene asociado a un aumento en general de los valores de S , los cuales alcanzan hasta 0.03 nm^{-1} . Esto coincide con el periodo de bajas Chla del año 2010 (ver sección 7.1), donde se propone al pastoreo como factor de control en el incremento de la Chla, asociado al evento frío La Niña. Por otro lado, un aumento en S en la capa superficial puede estar asociado a la fotooxidación, proceso en el cual el CDOM sufre una pérdida de sus cromóforos y una resultante disminución de su capacidad de absorción de luz (Vodacek *et al.*, 1997). En nuestros datos, no se presentó una disminución en $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en los muestreos del 2010 (Fig. 16), lo que favorece la hipótesis de que los valores más altos de S se deben simplemente a una mayor influencia de aguas de origen oceánico.

De manera general, este trabajo muestra los intervalos de variabilidad que puede presentar $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ y S en el área de estudio, pero es necesario aumentar la base de datos, y obtener estimaciones de la productividad primaria fitoplanctónica, para poder aclarar las causas de esta variabilidad.

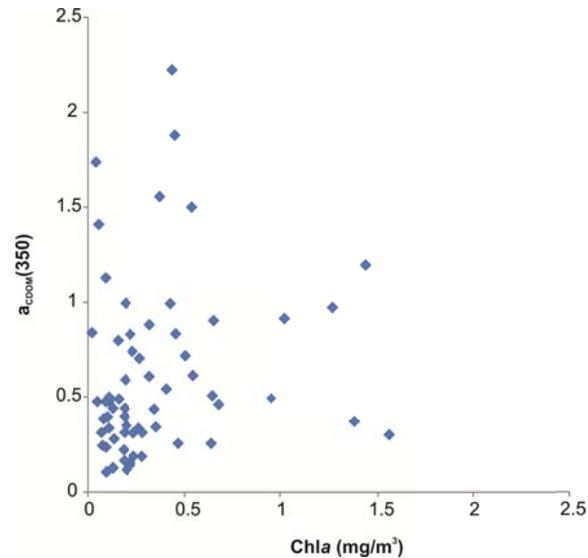


Figura. 24. Variación de $a_{\text{CDOM}}(350)$ (m^{-1}) con respecto a la Chla.

6.6. La estimación de la Chla por sensores remotos

La estimación de la Chla por sensores remotos se basa en la aplicación de algoritmos desarrollados para aplicación en aguas Caso 1, esto es, aquellas donde las propiedades ópticas son dominadas por el fitoplancton (Morel y Maritorena, 2001). En este tipo de aguas el ajuste de estos algoritmos permite hacer estimaciones de la Chla a escala global con una precisión de alrededor del 20% (Morel *et al.*, 2007), aunque el porcentaje de error máximo requerido de los productos derivados de sensores remotos y aceptado por la comunidad internacional es de un RMSE de 35% (McClain, 2009).

Los datos de este trabajo presentaron un RMSE de 34%, lo que está dentro de los límites aceptados, aunque con una tendencia a que la Chla_{SAT} sobrestime los datos *in situ*. Es importante considerar que solamente se contó con ocho datos para esta comparación (Fig. 21), y es altamente recomendable aumentar esta base de datos para poder realizar una mejor evaluación del grado de ajuste de los datos del sensor

remoto. Por otro lado, la alta contribución del CDOM para la absorción total de luz (Fig. 18) es un factor que puede estar afectando las estimaciones de la Chla. En especial se debe notar que el punto que más se aleja de la relación 1:1 (Fig. 21) es el del muestreo del 18 de abril del 2009. En esta fecha la contribución del CDOM a la absorción total de luz fue de 70%.

7. CONCLUSIÓN

Este trabajo reporta por primera vez un estudio de la variabilidad temporal de las propiedades bio-ópticas de una estación costera frente a las costas de la península de Baja California, evaluando el impacto de estas variables en la percepción remota de la concentración de Chla.

Los resultados permiten presentar algunas primeras conclusiones con respecto a esta variabilidad temporal y su relación con los procesos fisicoquímicos que afectan el área de estudio:

- El procedimiento de muestreo, no siendo periódico, permitió evaluar la influencia de un evento frío de características interanuales en la variación temporal de la Chla.
- La distribución vertical de los pigmentos es fuertemente influenciada por el ingreso de nutrientes nitrogenados, lo que fue evaluado en función de la profundidad de la nitraclina. Esto, a su vez, presenta relación con la intensidad de las surgencias, las cuales también fueron afectadas por el evento frío.
- Los coeficientes $a_{ph}(440)$, $a_{ph}(675)$, $a^*_{ph}(440)$, y $a^*_{ph}(675)$ presentan una variabilidad temporal y en profundidad también asociada a la distribución de la Chla y por lo tanto a los procesos interanuales. Entretanto, las dos formas espectrales del fitoplancton identificadas presentaron un patrón de variación temporal y en profundidad muy variable, lo que lleva a la necesidad de incrementar la base de datos para poder definir mejor las causas de esta variabilidad.
- La evaluación de la variación temporal del coeficiente S, derivado de $a_{CDOM}(\lambda)$, muestra que este puede tener un origen oceánico o terrígeno, con

una fuerte variabilidad cuyas causas son difíciles de explicar con la base de datos actual.

- $a_{\text{CDOM}}(440)$ y $a_{\text{ph}}(440)$ dominan la contribución relativa al total de la luz absorbida, aunque la participación de cada componente puede variar en el tiempo. Esto puede explicar el alto error cuadrático medio asociado a la relación $\text{Chl}_{\text{SAT}} \times \text{Chl}_{\text{in situ}}$. Entretanto, es importante notar que el número de datos utilizados para este cálculo es pequeño ($N=8$), lo que hace necesario incrementar esta base de datos para que se pueda realizar una evaluación más precisa del grado de correspondencia entre estas variables.
- El uso de imágenes de satélite, en complemento a la obtención de datos *in situ*, permitió evaluar el efecto de procesos costeros y/u oceánicos que afectan la estación facilitando así la interpretación de los resultados obtenidos.

Finalmente, es importante considerar que la obtención de datos bio-ópticos en series de tiempo de largo plazo es muy importante para entender la dinámica biológica local de determinada zona, aunque este tipo de monitoreo aún es muy escaso a nivel mundial. Por lo tanto, estos resultados representan una contribución que sin duda es la base de un monitoreo que se espera se extienda por varias décadas.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell BG. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: Summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816.
- Antoine D., Morel, A. 1996. Oceanic primary production: I. Adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations, *Global Biogeochemical Cycles*, no 10, p. 43- 55.
- Antoine D, Morel, A. Gordon, HR. Banzon, VF. Evans, RH. 2005 Bridging ocean color observations of the 1980s and 2000s in search of long-term trends. *J. Geophys. Res.* 110: C06009, doi:10.1029/2004JC002620
- Armstrong, F. A. J. 1967. The measurement of upwelling and subsequent biological processes by means of the Technicon Auto analyzer and associated equipment. *Deep-Sea Res.* 14, 381-389.
- Babin, M., Therriault, J.-C., Legendre, L. and Condal, A. 1993. Variations in the specific absorption coefficient for natural phytoplankton assemblages: Impact on estimates of primary production. *Limnol. Oceanogr.* 38: 154-177.
- Babin, M., Stramski, D., Ferrari, G.M., Claustre, H., Bricaud, A., Obolensky, G. y Hoepffner, N. 2003. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 3211, doi:10.1029/2001JC000882.
- Barocio-Leon. O.A. 2006. Variabilidad espacial y temporal del coeficiente de absorción y pigmentos del fitoplancton en la corriente de California. Tesis Doctoral, Posgrado en Oceanografía Costera, Universidad Autónoma de Baja California.
- Barlow, R.G. Mantoura, R.F.C. Cummings, D.G. y Fileman, T.W. 1997 Pigment chemotaxonomic distributions of phytoplankton during summer in the western Mediterranean. *Deep-Sea Res. II*, 44, 833–850.
- Behrenfeld, M.J., Boss, E., Siegel, D.A. and Shea, D.M. 2005. Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global Biogeochemical Cycles* 19: GB1006, doi:10.1029/2004GB002299
- Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T., McClain, C.R., Feldman, G.C., Los, S.O., Tucker, C.J., Falkowski, P.G., Field, C.R. Frouin, C.B., Esaias, W.E., Kolber, D.D. and Pollack, N.H.. 2001. Biospheric Primary Production During an ENSO Transition. *Science*, 291: 2594-2597
- Bjorkstedt, E.P. Goericke, R. McClatchie, S. Weber, E. Watson, W. Lo, N. Peterson, P., Emmett, B. *et al.* 2010. State of the California Current 2009–2010: regional variation persists through transition from La Niña to El Niño (and back?). California Cooperative of Oceanographic Fisheries Investigations, Reports 51, 39–69.

- Blough, N. V., Zafiriou, O. C., Bonilla, J. 1993. Optical absorption spectra of waters from the Orinoco River outflow: Terrestrial input of colored organic matter to the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 98(C2), 2271–2278.
- Blough, N. V., y Del Vecchio, R. 2001. Chromophoric DOM in the Coastal Environment. In: *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter* D.A. Hansell y C.A. Carlson, Eds ppX-X. Academic Press, San Diego
- Blough, N. V., y Del Vecchio, R. 2002. Chromophoric DOM in the Coastal Environment, pp. 509-539. In D. A. Hansell, and C. A. Carlson (Eds): *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*, Academic Press, San Diego.
- Bograd, S., Chereskin K. y Roemmich D. 2001. Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California Current System: Annual cycle and interannual variability. *J. Geophys. Res.* 106: 9255-9275.
- Bracchini, L., Tognazzi, A., Massimo D. A., Decembrini, F., Rossi C., Arthur, L. S. 2010. Sensitivity analysis of CDOM spectral slope in artificial and natural samples: an application in the central eastern Mediterranean Basin. *Aquat. Sci.* 72:485-498
- Bricaud, A., Claustre, H., Ras, Oubelkheir K. 2004, Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal population, *J. Geophys. Res.*, 109, C11010, doi:10.1029/2004JC002419.
- Castro R., Martínez A. 2010 Variabilidad espacial y temporal de los campo de viento. En Gaxiola-Castro G., Durazo R. (eds), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California. 1997-2007. Diez años de la Investigación en Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 129-147
- Coble, P.G., Del Castillo, C.E., Avril, B. 1998. Distribution and optical properties of CDOM in the Arabian Sea during the 1995 Southwest Monsoon. *Deep-Sea Research Part II* 45, 2195–2223.
- Coble, C., Hu, R. W., Gould, Jr G., Chang, A. M., Wood. 2004. Colored dissolved organic matter in the coastal ocean. *Oceanography* 17:50-59.
- Coble, P. G. 2007 *Marine Optical Biogeochemistry: The Chemistry of Ocean Color*. *Chemical Reviews* 107, 402-418.
- Cooper, W.J., Zika, R.G., Petasne, R.G., Fischer, A.M. 1989. Sunlight induced photochemistry of humic substances in natural waters: major reactive species. In: MacCarthy, P., Suffett, I.H. (Eds.), *Influence of Aquatic Humic Substances on Fate and Treatment of Pollutants*, American Chemical Society, *Advances in Chemistry*, vol. 219, pp. 333– 362.
- Di Lorenzo E. 2003. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current system. *Deep-Sea Res. II* 50: 2371–2388.
- Del Vecchio, R., Blough, N.V. 2005. Influence of ultraviolet radiation on the chromophoric dissolved organic matter in natural waters. In: Ghetti, F., Bornman, J.F. (Eds.), *Environmental UV Radiation: Measurement and Assessment. Impact on Ecosystem and Human Health*, *Nato Science Series: IV. Earth and Environmental Sciences*, vol. 57, 360 pp.

- Ducklow, H.W. Doney, S.C. Steinberg, D.K. 2009. Contributions of long-term research and timeseries observations to marine ecology and biogeochemistry. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1: 279-302
- Duysens, L. M. N. 1956. The flattening of absorption spectrum of suspensions, as compared to that of solutions, *Biochim. Biophys. Acta.*, 19, 1 – 12.
- Durazo, R., Gaxiola-Castro G., Lavaniegos B., Castro-Valdez R., Gómez- J. y Mascarenhas A. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002-2203: A weak El Niño and Subarctic water enhancement. *Ciencias Marinas.*, 31(3):537-552.
- Durazo, R., Gaxiola-Castro G. 2010 Introducción. En Gaxiola-Castro G. Durazo R. (eds). *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997-2007. Diez años de investigaciones Mexicanas de la corriente de California*
- Eisner, L., Twardowski, M.S. y Cowles, T.J. 2003. Relationship between phytoplankton pigment composition and *in situ* spectral absorption measurements in East Sound, Orcas, Island, WA. *Limnol. Oceanogr.*, 48:632-646.
- Fasham, M.J.R. 2003. *Ocean Biogeochemistry: The Role of the ocean carbon cycle in global change.* International Geosphere Biosphere Programme. Springer-Verlag, Berlin-heidelberg-New York, 297p.
- Floge, S.A. Hardy, K.R. Boss, E. & Wells, M.L. 2009. Analytical intercomparison between type I and type II long-pathlength liquid core waveguides for the measurement of chromophoric dissolved organic matter. *Limnol. Oceanogr.: Methods* 7: 260-268.
- Gaxiola-Castro, G., R. Durazo, B. Lavaniegos, M. E. De La Cruz, E. Millán-Núñez, L. Soto Mardones and J. Cepeda-Morales 2008: Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.*, 34(2), 263–270.
- Garver, S. Siegel, D. 1997. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1 time series from the Sargasso Sea. *Geophysical Research*, 102C, 18607– 18625.
- Gregg, M. C. Sanford, B. y Winkel, D. P. 2003 Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters, *Nature*, 422 (pp. 513–515
- Gregg, W. y N. Casey. 2004. Global and regional evaluation of the SeaWiFS data set. *Rem. Sens. Environm.* (93), 463-479.
- Hargreaves, B.R. 2003. Water column optics and penetration of UVR. In: Helbling, E.W., Zagarese, H. (Eds.), *UV Effects in Aquatic Organisms and Ecosystems*, vol. 1. The Royal Society of Chemistry, Cambridge UK, pp. 59– 108.
- Herlevi, A. 2002. *Inherent and Apparent Optical Properties in Relation to Water Quality in Nordic Waters.* Academic dissertation in Geophysics. University of Helsinki, Finland. 2002.
- Hickey, M. 1979. The California Current System-hypothesis and facts. *Progress in Oceanography*, 8: 191-279.

- Hu, C. Z. Lee, F. E. Muller-Karger, K. L. Carder, and J. J. Walsh. 2006. Ocean color reveals phase shift between marine plants and yellow substance. *Geosci. Rem. Sens. Lett.* 3:262-266.
- IOCCG, 2000. Remote sensing of ocean colour in coastal and optically-complex water. In: Sathyendranath, S. (Ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, Dartmouth, 140 pp.
- IOCCG, 2009 Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-Colour Radiometry. Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group, Dartmouth, Canada.
- Jeffrey, S. W. 1997. Introduction to marine phytoplankton and their pigment signature. In: Jeffrey SW Mauntoura RFC, Wright SW (eds) *Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines to modern methods*. UNESCO Publishing, Paris, pp 37-84
- Johnson, R.A., Wichern, D.W. 1992. *Applied Multivariate Statistical Analysis*. Prentice Hall.
- Kahru, M. y Mitchell, B.G. 2001. Seasonal and non-seasonal variability of satellite-derived chlorophyll and CDOM concentration in the California Current. *J. Geophys. Res.*, 106(C2), 2517–2529.
- Kempe, S. 1995. Coastal seas: a net source or sink of atmospheric carbon dioxide? Reporte N° 1 *LOICZ reports & studies*, LOICZ Core Project, Netherlands Institute for Sea Research, Pennsylvania State University, The Netherlands. 27 pp.
- Kirk, J. O. 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 401 pp.
- Kiefer, D. A. y SooHoo, J.B. 1982. Spectral absorption by marine particles of coastal waters of Baja California. *Limnol. Oceanogr.* 35: 1804- 1809.
- Kishino, M., Takahashi, M., Okami, N. and Ichimura, S. (1985). Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea. *Bull. Mar. Sci.*, 37: 634 642.
- Kitidis, V., Stubbins, A. P., Uher, G., Upstill Goddard, R.C., Law, C.S., Woodward, E.M. 2006. Variability of chromophoric organic matter in surface water of the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. II*: 53,1666–1684.
- Kowalik, C. y Einax, J. W. 2006. Modern chemometric data analysis - methods for the objective evaluation of load in river systems vol 34; number 5, p.p 425-436
- Lee, Z.P., Carder, K.L., Steward, R.G., Peacock, T.G., Davis, C.O., et al. (1998), An empirical algorithm for light absorption by ocean water based on color. *J. Geophys. Res.*, 103, 27,967-27,978.
- Lynn, R. J. Simpson, J. J. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 12,947– 12,966.
- McClain, C.R. 2009. A decade of satellite ocean color observations. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1: 19-42.

- McClatchie, S., R. Goericke, J. A. Koslow, F. B. Schwing, S. J. Bograd, R. *et al.* 2008. The State of the California Current, 2007–2008: La Niña conditions and their effects on the ecosystem. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 49:39–76
- McClatchie, S. (ed.) 2009. Report on the NMFS California Current Ecosystem Survey (CCES) (April and July–August 2008). U.S. Dep. Commer., NOAA Tech. Memo. NOAA-TM-NMFS-SWFSC-438, 98 pp.
- Millán-Núñez, E., Sieracki M.E., Millán-Núñez R., Lara-Lara J.R., Gaxiola-Castro G., y Trees C.C. 2004. Specific absorption coefficient and phytoplankton biomass in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Research II*, 51:817-826.
- Millán-Núñez, E... Millán-Núñez, R. 2010. Specific Absorption Coefficient and Phytoplankton Community Structure in the Southern Region of the California Current during January 2002. *Journal of Oceanography*, 66(5):719-730.
- Mitchell B.G., Bricaud A., Carder K., Cleveland J., *et al.* 2000. Determination of spectral absorption coefficients of particles, dissolved material and phytoplankton for discrete water samples, [in:] *Ocean Optics Protocols for satellite Ocean Color Sensor Validation. Revision 2*, G. S. Fargion & J.L. Mueller (eds.), NASA/TM–2000–209966, Greenbelt, Maryland, Goddard Space Flight Centre, 125–153.
- Morel, A. Maritorena, S. 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *J. Geophys. Res.* 106: 7763–7780.
- Morel, A., Huot, Y., Gentili, B., Werdell, P.J., Hooker, S.B. y Franz, B.A. 2007. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case 1) waters in the perspective of a multi-sensor approach. *Rem. Sens. Environm.* 111: 69-88.
- Mopper, K. Kieber, D.J. 2002. Photochemistry and the cycling of carbon, sulfur, nitrogen and phosphorus. In: Hansell, D.A., Carlson, C.A. (Eds.), *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. Academic Press, New York, pp. 455– 507.
- Nelson, N.B. Siegel, D.A. y Michaels, A.F. 1998. Seasonal dynamics of colored dissolved material in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.* 45, 931–957.
- Nelson, N.B. y Siegel, D.A. 2002: Chromophoric DOM in the Open Ocean. In: *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*, D.A. Hansell and C.A. Carlson, eds. p. 547-578, Academic Press, San Diego, CA
- Perez, B. P. Lopez M. Pares, S A, Pineda J. 2007. Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 204–214.
- Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R., González-Silvera, A. y Cajal-Medrano, R. 2011. Comparison of In Situ and Remotely-Sensed Chl-a Concentrations: A Statistical Examination of the Match-up Approach. En: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.). *Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management*, EU PRESPO and IOCCG, Dartmouth, Canada.

- Siegel, D.A, Michaels, A.F. Sorensen, J. O'Brien, M.C., y Hammer, M.A 1995. Season variability of light availability and utilization in the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res.* 100, 8695-8713.
- Siegel, D.A, Michaels, A.F. 1996 Quantification on non-algal light attenuation in the Sargasso Sea: Implication for biogeochemistry and remote sensing. *Deep-Sea Res. II* 43,321-345.
- Siegel, D.A. Maritorena, S., Nelson, N.B. Hansell, D.A. Lorenzi- Kayser, M. 2002. Global distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials. *J. Geophys. Res.* 107 (C12), 3228.
- Sosik, H.M. y Mitchell B.G. 1995. Light absorption by phytoplankton, photosynthetic pigments and detritus in the California Current System. *Deep-Sea Res. I.*, 42:1717-1748.
- Soto-Mardones L, Parés-Sierra A, García J, Durazo R, Hormazabal S. 2004. Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep-Sea Res.* 51: 785–798.
- Stramski, D. A. Bricaud y A. Morel. 2001. Modeling the inherent optical properties of the ocean based on the detailed composition of the planktonic community. *Appl. Optics.* 40: 2929-2945.
- Stramski, D. M. Babin, S. B. Woźniak. 2007. Variations in the optical properties of terrigenous mineral-rich particulate matter suspended in seawater. *Limnology and Oceanography*, 52, 2418-2433.
- Vodaceck, A., Blough, N.V., DeGrandpre, M.D., Peltzer, E.T. and Nelson, R.K. 1997: Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation, *Limnol. Oceanogr.*, 42, 674–68
- Yoder J, Kennelly M. 2003. Seasonal and ENSO variability in global ocean phytoplankton chlorophyll derived from 4 years of SeaWiFS measurements. *Global Biogeochemical Cycles* 17: 1112, doi: 10.1029/2002GB001942
- Zaytsev, O.; Cervantes-Duarte, R., Montante, O. Gallegos-Garcia, A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific Shelf of the Baja California Peninsula. *J. of Oceanogr.* 59 (4): 489-502.

APENDICE

Tabla II Clasificación y grupo al cual pertenecen los pigmentos del fitoplancton (adaptado de Jeffrey *et al.* 1997). En la columna "Clasificación" se definen Cla (Clorofilas), PPS (Pigmentos Fotosintéticos) y PPC (Pigmentos Fotoprotectores).

Pigmento	Abreviatura	Clasificación	Grupo algal
Divinil clorofila a	DV Chla	Cla	Cianobacterias <i>Prochlorococcus</i>
Clorofila a	Chla	Cla	Todos los grupos excepto <i>Prochlorococcus</i>
Peridinina	Peri	PPS	Dinoflagelados
Clorofila b	Clb	PPS	Clorofitas, Prasinofitas, Euglenofitas
Fucoxantina	Fuco	PPS	Diatomeas, Primnesiofitas, Crisofitas, Rafidofitas
Neoxantina	Neo	PPC	Clorofitas,prosinofitas
Diadinoxantina	Diad	PPC	Diatomeas, Dinoflagelados, Primnesiofitas, Crisofitas, Rafidofitas, Euglenofitas
Diatoxatina	Diat	PPC	Diatomeas, Primnesiofitas
Violaxantina	Viol	PPC	Clorofitas, Rafidofitas
Zeaxantina	Zea	PPC	Cianofitas, proclorofitas, rodofitas
Alloxantina	Allo	PPC	Criptofitas

Tabla III. Valores mínimo (Min), máximo (Max) y promedio (Prom) de $a_{CDOM}(\lambda)$ a los 350nm y 440nm, de todas las profundidades muestreadas.

Profundidad	350 nm (m^{-1})			440 nm (m^{-1})		
	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom
Sup	0.105	1.570	0.563	0.006	0.168	0.092
20	0.050	0.914	0.540	0.029	0.214	0.116
30	0.059	2.224	0.557	0.006	0.306	0.104
40	0.221	0.992	0.462	0.025	0.175	0.108
50	0.127	2.296	0.970	0.813	0.007	0.116
60	0.163	1.40	0.478	0.029	0.221	0.121