

## Annual and semiannual variations of phytoplankton biomass and production in the central Gulf of California estimated from satellite data

### Variaciones anual y semianual de la biomasa y producción fitoplanctónica en el golfo de California central estimadas de datos de satélite

Laura Lucero Álvarez-Molina, Saúl Álvarez-Borrego\*, José Rubén Lara-Lara, SG Marinone

División de Oceanología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, Ensenada, CP 22860, Baja California, México

\* Corresponding author. Email: alvarezb@cicese.mx

**ABSTRACT.** Surface waters of the Midriff Islands region of the Gulf of California persistently have the lowest temperatures (SST) and the highest nutrient concentrations of all surface waters of the gulf. The purpose of this work was to characterize the annual and semiannual variations of satellite-derived SST, chlorophyll *a* ( $\text{Chl}_{\text{sat}}$ ), and phytoplankton production (PP) along transects in Ballenas Channel (transect A), between Ángel de la Guarda and Tiburón islands (transect B), and San Pedro Mártir Basin (SPMB) (transect C). This was done with monthly composites of SST,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ , and PP for 2005 and 2006.  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP have annual and semiannual components of variation at the three transects, but the temporal setup is different for each transect. In Ballenas Channel the two maxima occurred in March–June and October, while along transect B in March–May and in late autumn and early winter, and at SPMB in February–May and October–December. The explanation for the differences is in the physical dynamics of these areas. Strong turbulence and stratification caused low  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP, and intermediate stratification caused high values for transects A and B. On the eastern side of transect C, upwelling caused the highest  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP of our data set (up to  $9.7 \text{ mg m}^{-3}$  and  $7.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Photosynthesis in our study area is not limited by iron. Low summer  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values are caused by strong stratification inhibiting nutrient eddy diffusion from below the thermocline to the euphotic zone. Nevertheless, the summer  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values for the Midriff Islands region (often  $>1 \text{ mg m}^{-3}$  and  $>1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) are relatively high.

**Key words:** Gulf of California, Midriff Islands region, surface temperature, phytoplankton biomass and production, satellite data.

**RESUMEN.** Las aguas superficiales de la región de las islas grandes del golfo de California tienen temperaturas (TSM) más bajas y concentraciones más altas de nutrientes que el resto del golfo. El propósito de este trabajo fue caracterizar las variaciones de TSM, clorofila *a* ( $\text{Chl}_{\text{sat}}$ ) y producción fitoplanctónica (PP) derivadas de imágenes de satélite en trayectos realizados en el canal de Ballenas (trayecto A), entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón (trayecto B), y en la cuenca de San Pedro Mártir (trayecto C). Se utilizaron composiciones mensuales de SST,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP de 2005 y 2006.  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP presentaron componentes de variación anual y semianual en los tres trayectos, pero hay diferencias cuando se presentaron los máximos en cada trayecto. En el trayecto A los máximos se observaron de marzo a junio y en octubre, en el B de marzo a mayo y a finales de otoño y principios de invierno, y en el C de febrero a mayo y de octubre a diciembre. Las diferencias fueron causadas por la dinámica física de estas áreas. En A y B la turbulencia y estratificación fuertes causaron  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP bajas, y la estratificación intermedia causó valores altos. Las surgencias en el lado oriental de C causaron las más altas  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP de nuestro conjunto de datos (hasta  $9.7 \text{ mg m}^{-3}$  y  $7.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). La fotosíntesis no es limitada por hierro en nuestra área de estudio. Los valores bajos de verano de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP fueron causados por la estratificación fuerte que inhibe el transporte turbulento de nutrientes desde abajo de la termoclina a la zona eufótica. Sin embargo, los valores de verano de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP de la región de las islas grandes (a menudo  $>1 \text{ mg m}^{-3}$  y  $>1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) son relativamente altos.

**Palabras clave:** golfo de California, región de las islas grandes, temperatura superficial, biomasa y producción fitoplanctónica, datos de satélite.

## INTRODUCTION

Since Sverdrup (1941) reported the hydrographic results of the *E.W. Scripps* cruise to the Gulf of California in February and March 1939, it has been known that the Midriff Islands region (fig. 1) has unique oceanographic conditions. Tidal mixing is very strong here, with high surface nutrient concentrations (Álvarez-Borrego *et al.* 1978). There is strong water exchange between the northern and southern gulf with relatively fast surface speeds in the area between the two

## INTRODUCCIÓN

Desde que Sverdrup (1941) documentó los resultados hidrográficos del crucero del B/O *E.W. Scripps* en el golfo de California en febrero y marzo de 1939, se conoce que la región de las islas grandes (fig. 1) tiene condiciones oceanográficas únicas. En esta zona la mezcla por mareas es muy fuerte y las concentraciones superficiales de nutrientes son altas (Álvarez-Borrego *et al.* 1978). Hay un fuerte intercambio de agua entre las partes norte y sur del golfo con

large islands (Tiburón and Ángel de la Guarda), to the south in winter and spring, and to the north in summer and autumn, but there is very little water exchange through Ballenas Channel, between Ángel de la Guarda Island and the peninsula (Marinone 2003). The lowest surface temperatures of the entire gulf are persistently found in Ballenas Channel (Robinson 1973, Soto-Mardones *et al.* 1999). Due to mixing in the area around the islands, and other phenomena associated with tides, an ecological situation similar to constant upwelling is created throughout the year (Álvarez-Borrego 2002). Thus, primary production (PP) is high (Hidalgo-González and Álvarez-Borrego 2004) and this area supports large numbers of sea birds and marine mammals (Tershy *et al.* 1991).

From December to May, northwesterly winds generate strong upwelling off the eastern coast of the gulf (Roden 1964), nutrient enrichment has a marked effect on phytoplankton communities, and due to eddy circulation the phytoplankton biomass is large across the gulf (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a). From July to October, upwelling off the western coast with southeasterly winds has a weak effect on phytoplankton biomass. June and November are transition periods (Roden 1964). In general, the difference between the two upwelling periods is dramatic: satellite chlorophyll *a* concentrations ( $\text{Chl}_{\text{sat}}$ ) are as high as  $>10 \text{ mg m}^{-3}$  from December to May and as low as  $<0.1 \text{ mg m}^{-3}$  from July to October (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1999). Satellite ocean color data show that from July to October most of the gulf has low photosynthetic pigment concentrations, but they remain relatively high in the waters around the Midriff Islands and in the upper gulf (Álvarez-Borrego 2002).

Based on Coastal Zone Color Scanner (CZCS) imagery, Santamaría-del-Ángel *et al.* (1994a) generated  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  time series for five geographic points in and around the Midriff Islands region. July–October  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  minima in Ballenas Channel are not as low as in other places of the gulf. On the other hand, Kahru *et al.* (2004) used Ocean Color and Temperature Sensor (OCTS) and Sea Viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS) color data to generate time series of the median  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  values for twelve regions within the gulf, and concluded that the annual cycle is the dominant mode of phytoplankton biomass variability in the entire gulf, except in the Midriff Islands region and just south of it where the semiannual cycle dominated. Also, Hidalgo-González and Álvarez-Borrego (2001, 2004) reported average *in situ* chlorophyll *a* and PP values representative of December–June and July–October conditions for the whole central region of the gulf. As yet, however, there are no reports on the detailed spatial and annual variation of phytoplankton biomass and productivity in this region of the Gulf of California.

Due to the great biodiversity of the central Gulf of California (e.g., Brusca 2010), it is important to analyze the spatial and temporal variation of its basic water properties, such as sea surface temperature (SST),  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ , and PP. The purpose of this work was to characterize the spatial and

velocidades superficiales relativamente altas en la zona entre las dos islas grandes (Tiburón y Ángel de la Guarda), hacia el sur en invierno y primavera y hacia el norte en verano y otoño, pero hay muy poco intercambio de agua a través del canal de Ballenas, entre la isla Ángel de la Guarda y la península de Baja California (Marinone 2003). Las temperaturas superficiales más bajas de todo el golfo constantemente se encuentran en el canal de Ballenas (Robinson 1973, Soto-Mardones *et al.* 1999). Debido a la mezcla alrededor de las islas y otros fenómenos asociados con las mareas, se da una situación ecológica similar a la de surgencias constantes durante todo el año (Álvarez-Borrego 2002). Por lo tanto, la producción primaria (PP) es alta (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2004) y esta zona mantiene un gran número de aves y mamíferos marinos (Tershy *et al.* 1991).

Entre diciembre y mayo, vientos del noroeste generan surgencias fuertes en la costa oriental del golfo (Roden 1964), el enriquecimiento de nutrientes tiene un efecto claro en las comunidades de fitoplancton y, debido a la circulación de remolinos, la biomasa fitoplanctónica es grande en todo el golfo (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a). Entre julio y octubre, las surgencias generadas por vientos del sureste en la costa occidental tienen un efecto débil en la biomasa fitoplanctónica. Junio y noviembre son periodos de transición (Roden 1964). En general, la diferencia entre los dos periodos de surgencia es dramática: las concentraciones de clorofila *a* derivadas a partir de datos satelitales ( $\text{Chl}_{\text{sat}}$ ) son tan altas como  $>10 \text{ mg m}^{-3}$  de diciembre a mayo y tan bajas como  $<0.1 \text{ mg m}^{-3}$  de julio a octubre (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1999). Datos satelitales del color del océano muestran que entre julio y octubre la mayor parte del golfo presenta concentraciones bajas de pigmentos fotosintéticos, pero éstas se mantienen relativamente altas en las aguas alrededor de las islas grandes y en el alto golfo (Álvarez-Borrego 2002).

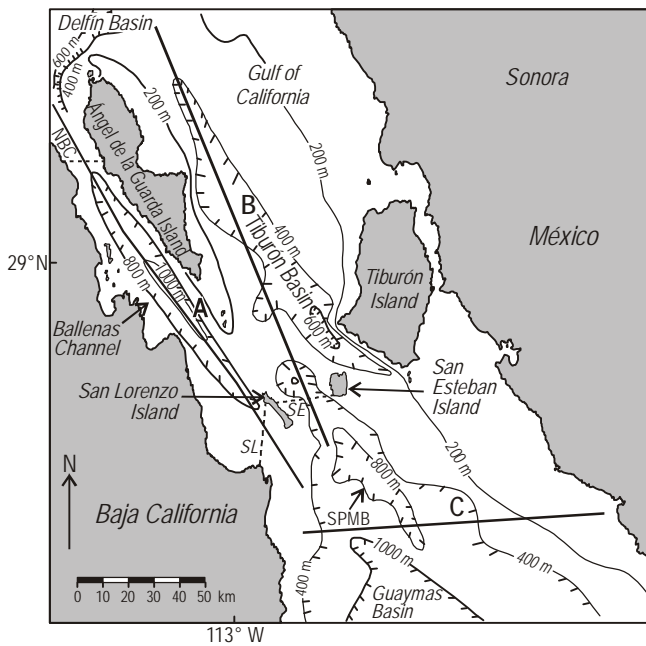
Con base en imágenes del Coastal Zone Color Scanner (CZCS), Santamaría-del-Ángel *et al.* (1994a) generaron series de tiempo de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  para cinco puntos geográficos en y alrededor de la región de las islas grandes. Los valores mínimos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  para julio a octubre en el canal de Ballenas no son tan bajos como en otros sitios del golfo. Por otro lado, Kahru *et al.* (2004) usaron datos de dos sensores satelitales, Color and Temperature Sensor (OCTS) y Sea Viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS), para generar series de tiempo de las medianas de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  para doce regiones del golfo. Ellos concluyeron que el ciclo anual es el modo dominante de la variabilidad de la biomasa fitoplanctónica en todo el golfo, excepto justo al sur y en la región de las islas grandes donde dominó el ciclo semianual. Hidalgo-González y Álvarez-Borrego (2001, 2004) encontraron valores promedio de clorofila *a in situ* y PP representativos de las condiciones de diciembre a junio y de julio a octubre para toda la región central del golfo. No obstante, hasta la fecha, no hay reportes detallados de la variación espacial y anual de la biomasa y productividad fitoplanctónica en esta región del golfo de California.

temporal variation of SST ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  ( $\text{mg m}^{-3}$ ), and PP ( $\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) along transects in the central gulf—the Midriff Islands region and San Pedro Mártir Basin (SPMB) just to the south of the big islands (fig. 1)—and to explain the annual and semiannual components of variation of  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP in terms of the physical dynamics of this portion of the Gulf of California.

## MATERIALS AND METHODS

### Study area

Topographically the Gulf of California is divided into a series of basins and trenches, deepening to the south and separated from each other by transverse ridges (Shepard 1950). In the Midriff Islands region there are four basins: Delfín Basin (depth  $>800$  m) to the northwest of Ángel de la Guarda Island; Ballenas Channel (maximum depth 1600 m) between Ángel de la Guarda Island and the Baja California peninsula, which is isolated from the central part of the gulf by a submarine ridge with an approximate sill depth of 450 m (San Lorenzo sill, SL, fig. 1) (Rusnak *et al.* 1964); Tiburón Basin (depth  $>550$  m) between Ángel de la Guarda Island and Tiburón Island; and San Pedro Mártir Basin (SPMB, depth  $>800$  m) between Tiburón Island and San Esteban Island. Inmediately to the south of San Esteban Island is the San Lorenzo sill (SL, depth  $>1000$  m) between San Esteban Island and San Lorenzo Island. Inmediately to the south of San Lorenzo Island is the San Esteban sill (SE, depth  $>450$  m) between San Esteban Island and San Lorenzo Island. Inmediately to the south of San Esteban Island is the San Esteban sill (SE, depth  $>450$  m) between San Esteban Island and San Lorenzo Island. Inmediately to the south of San Esteban Island is the San Esteban sill (SE, depth  $>450$  m) between San Esteban Island and San Lorenzo Island.



**Figure 1.** Study area. The lines are the extracted transects (A, B, and C). Dotted lines indicate the location of sills between basins: NBC, north Ballenas Channel sill; SE, San Esteban sill; and SL, San Lorenzo sill. Line C crosses San Pedro Mártir Basin (SPMB).

**Figura 1.** Área de estudio. Las líneas indican los trayectos (A, B y C). Las líneas punteadas indican la ubicación de los umbrales entre las cuencas: NBC, umbral en la parte norte del canal de Ballenas; SE, umbral de San Esteban; y SL, umbral de San Lorenzo. La línea C cruza la cuenca de San Pedro Mártir (SPMB).

Dada la gran biodiversidad de la región central del golfo de California (e.g., Brusca 2010), es importante analizar la variación espacial y temporal de las propiedades básicas del agua, tales como la temperatura superficial del mar (TSM),  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ , y PP. El objetivo de este trabajo fue caracterizar la variación espacial y temporal de la TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  ( $\text{mg m}^{-3}$ ) y PP ( $\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) en trayectos realizados en el golfo central—región de las islas grandes y cuenca de San Pedro Mártir (SPM) justo al sur de las islas grandes (fig. 1)—y explicar los componentes anuales y semianuales de la variación de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en función de la dinámica física de esta parte del golfo de California.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

Topográficamente, el golfo de California se divide en una serie de cuencas y canales, con mayor profundidad hacia el sur, separadas por cordilleras transversales (Shepard 1950). En la región de las islas grandes se encuentran cuatro cuencas: la cuenca Delfín ( $>800$  m de profundidad) al noroeste de la isla Ángel de la Guarda; el canal de Ballenas (hasta 1600 m de profundidad) entre la isla Ángel de la Guarda y la península de Baja California, el cual es aislado de la parte central del golfo por una cordillera submarina con una profundidad de 450 m del umbral de San Lorenzo (fig. 1) (Rusnak *et al.* 1964); la cuenca Tiburón (hasta 550 m de profundidad) entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón; y la cuenca de San Lorenzo ( $>1000$  m de profundidad) inmediatamente al suroeste de la cuenca Tiburón, entre las islas de San Lorenzo y San Esteban. Inmediatamente al sur de las islas grandes se encuentra la cuenca de SPM ( $>800$  m de profundidad) (fig. 1).

Las corrientes totales en los estrechos entre las islas, así como entre las islas y la costa son fuertes. La velocidad de estas corrientes varía y depende de la fase de la luna y de los vientos predominantes; sin embargo, se han registrado velocidades de hasta  $3 \text{ m s}^{-1}$  (6 nudos) para el canal de Ballenas, con frecuentes remolinos, tanto ciclónicos como anticiclónicos, a través del canal (Roden 1964, Álvarez *et al.* 1984). La mezcla generada por las mareas entre las islas de San Lorenzo y San Esteban, a través del umbral de San Esteban (fig. 1), produce una agitación vigorosa de la columna de agua hasta  $>500$  m de profundidad en verano, con el efecto neto de que agua más fría y rica en nutrientes es acarreada a la superficie (Simpson *et al.* 1994). Se ha mostrado que la variabilidad de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en la región de las islas grandes no es dominada por eventos de El Niño (ENOS). Más bien, la fuerte mezcla provocada por las mareas enmascara los efectos de ENOS que son tan evidentes en otros ecosistemas del Pacífico oriental, incluyendo la entrada al golfo de California (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994b, Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2004).

(máximo depth 550 m) between Ángel de la Guarda and Tiburón Islands; and San Lorenzo Basin (depth >1000 m) immediately to the southwest of Tiburón Basin, between San Lorenzo and San Esteban Islands. Immediately to the south of the Midriff Islands is SPMB (depth >800 m) (fig. 1).

Total currents in the narrows between the islands, and between them and the coast are strong. The speed of these currents is variable and depends upon the stage of the moon and the prevailing winds, but they have been reported up to  $3 \text{ m s}^{-1}$  (6 knots) for Ballenas Channel, with frequent eddies, both cyclonic and anticyclonic, spanning across the channel (Roden 1964, Álvarez *et al.* 1984). Tidal mixing between the islands of San Lorenzo and San Esteban, over San Esteban sill (SE, fig. 1), produces a vigorous stirring of the water column down to >500 m depth during summer, with the net effect of carrying colder and nutrient-rich water to the surface (Simpson *et al.* 1994). It has been shown that variability of  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP in the Midriff Islands region is not dominated by El Niño events (ENSO). Rather, strong tidal mixing masks the ENSO effects that otherwise are so clear in other coastal ecosystems of the eastern Pacific, including the entrance to the Gulf of California (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994b, Hidalgo-González and Álvarez-Borrego 2004).

### Satellite data

$\text{Chl}_{\text{sat}}$  is the  $\text{Chl}_{(z)}$  averaged for the first optical depth (the upper 22% of the euphotic zone), weighted by the irradiance attenuated twice (when the light is going down and when it is backscattered) (Kirk 1994). Since it is not practical to do a detailed study with all the available satellite data, one year was chosen at random from the period 1998–2010. Then, to consider the possibility of interannual variation not caused by ENSO events, the following year was added to the study. Monthly composites of daytime SST from the MODIS-Aqua sensor and  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  from SeaWiFS (level 3 standard mapped image products), for 2005 and 2006, were obtained from NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). These two years were non-ENSO years (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>). PP monthly composites were retrieved as a standard product from the Oregon State University ocean productivity site (<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php>). This website provides PP already calculated with the original Behrenfeld and Falkowski (1997) vertically generalized production model (VGPM). The VGPM is a non-spectral, homogeneous-biomass vertical distribution, vertically-integrated production model.

Satellite imagery was processed with software provided by NASA (SeaWiFS Data Analysis System, SeaDAS VA 6.4) (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/>). This software supports several satellite sensors, including SeaWiFS and MODIS (both Aqua and Terra). In order to describe their spatial and temporal variation, SST,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ , and PP were retrieved from three transects on the 2005 and 2006 monthly composites, with 9 km pixel size: (A) in Ballenas Channel (176 km),

### Datos satelitales

La  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  es la  $\text{Chl}_{(z)}$  promediada para la primera profundidad óptica (primer 22% de la zona eufótica), ponderada por la irradiación atenuada dos veces (cuando la luz va hacia abajo y cuando es retrodispersada) (Kirk 1994). Puesto que no es práctico realizar un estudio detallado con todos los datos satelitales disponibles, se escogió un año al azar dentro del periodo de 1998 a 2010, y el siguiente año fue añadido al estudio para considerar la posibilidad de variación interanual no causada por eventos ENOS. Se obtuvieron composiciones mensuales de la TSM diurna del sensor MODIS-Aqua y de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  de SeaWiFS (imágenes estándar de nivel 3), para 2005 y 2006, de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Estos dos años fueron años no ENSO (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>). Se obtuvieron composiciones mensuales de PP como un producto estándar del sitio de la Universidad Estatal de Oregón (<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php>). Este sitio proporciona datos de PP ya calculados con el modelo de producción vertical generalizado (VGPM) original de Behrenfeld y Falkowski (1997), el cual es un modelo de producción no espectral, con distribución vertical homogénea de biomasa fitoplanctónica, e integrado verticalmente.

Las imágenes satelitales fueron procesadas con un programa proporcionado por la NASA, SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS VA 6.4) (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/>). Este programa soporta varios sensores satelitales, incluyendo SeaWiFS y MODIS (tanto Aqua como Terra). Para describir su variación espacial y temporal, se obtuvieron datos de TSM,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en tres trayectos de las composiciones mensuales de 2005 y 2006, con un tamaño de pixel de 9 km: (A) en el canal de Ballenas (176 km), (B) entre las dos islas grandes (179 km) y (C) en la cuenca de SPM (119 km) (fig. 1). Debido a la geometría relativamente estrecha del canal de Ballenas, para evitar los valores anómalamente altos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  de los pixeles cercanos a la costa, el trayecto A no fue una línea recta sino una serie de tres líneas rectas que cambiaban de dirección según era necesario (fig. 1).

### RESULTADOS

En el canal de Ballenas (trayecto A; figs. 1, 2), la TSM en general tuvo estructuras espaciales ricas, especialmente durante los meses de primavera que presentaron diferencias entre los valores mínimos y máximos de  $>3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , tal como en mayo de 2005 y en abril y mayo de 2006 (fig. 2). Varias de las gráficas de la TSM mensual para el canal de Ballenas muestran distribuciones espaciales irregulares, con partes donde la temperatura sube y baja, con diferencias frecuentemente de  $\sim 1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y ocasionalmente de  $>1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Los valores mínimos de TSM se registraron en enero de 2005 ( $16.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y marzo de 2006 ( $14.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ), y los mayores se observaron en agosto y septiembre de 2005 ( $30.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y agosto de 2006 ( $30.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (fig. 2).

(B) between the two large islands (179 km), and (C) in SPMB (119 km) (fig. 1). Because of the relatively narrow geometry of Ballenas Channel, to avoid the anomalously high  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  values of the pixels close to land, transect A was not chosen as a straight line but as a series of three straight lines changing direction as needed (fig. 1).

## RESULTS

In Ballenas Channel (transect A; figs. 1, 2), in general SST had rich spatial structures, especially in the spring months which had differences between minimum and maximum values of  $>3$  °C, such as in May 2005 and April and May 2006 (fig. 2). In many of the monthly SST graphs for Ballenas Channel, there were irregular spatial distributions, with portions where temperature went up and down, with differences often  $\sim 1.0$  °C, but sometimes  $>1.0$  °C. Lowest SST were found for January 2005 (16.3 °C) and March 2006 (14.8 °C). Highest SST were found for August and September 2005 (30.3 °C) and August 2006 (30.8 °C) (fig. 2).

In general, in transect A,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP had two maxima in each of the two years, with relatively high values for late spring (May and June) and mid-autumn (October), with the exception of March 2006, which had values up to  $5.2 \text{ mg m}^{-3}$  and  $4.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  in a  $\sim 50$  km part of the transect, south from northern Ballenas Channel (NBC) (fig. 2). Also, in general,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP had larger spatial variability during May, June, and October than during the rest of the year. The semiannual component of variation was very clear:  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  had a range of  $\sim 1$  to  $\sim 2 \text{ mg m}^{-3}$  in January and July of both 2005 and 2006, of  $\sim 2$  to  $\sim 5 \text{ mg m}^{-3}$  in May and October 2005, and of  $\sim 1$  to  $\sim 4 \text{ mg m}^{-3}$  in June and October 2006 (fig. 2). PP was relatively low in January, February, July, August, September, and November of both years ( $1\text{--}2 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), and it was high in May and June of both years ( $>5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), with intermediate values for April and October ( $2\text{--}3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) (fig. 2).

The spatial distributions of water properties for transect B, between the two large islands, were in general more uniform than those for Ballenas Channel (figs. 2, 3). SST for transect B had spatial variations with a maximum range of only  $\sim 2$  °C (e.g., graphs for June and December 2006, fig. 3). In some cases the spatial SST range was only a few tenths of a degree (e.g., graph for October 2005, fig. 3). Minimum SST for this transect was  $\sim 15$  °C, and it was registered for its southernmost portion (near SE) in January, March, and December 2006. SST values for January and December 2005 also had minima near SE, but they were between 1.5 and 2.0 °C higher than those for 2006. Maximum SST values for this transect were 30.7 °C for August–September 2005 and July 2006, and 31.2 °C for August 2006.

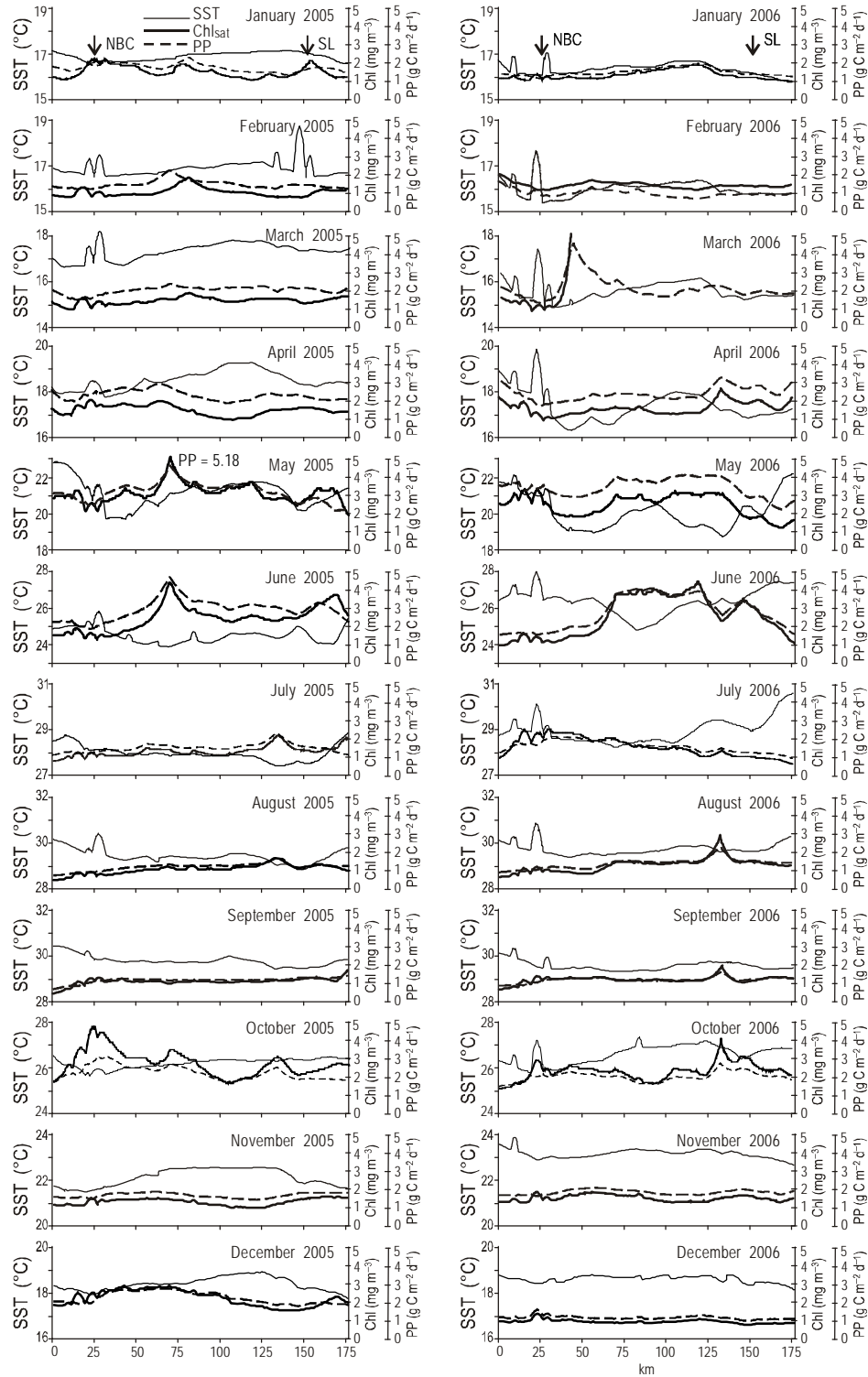
In general,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP were lower for transect B than for A, with the exception of January 2006, which presented higher  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP (up to  $>3 \text{ mg m}^{-3}$  and  $\sim 3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) in

En general, en el trayecto A, la  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP tuvieron dos máximos en cada uno de los dos años, con valores relativamente altos a finales de primavera (mayo y junio) y a mediados de otoño (octubre), excepto en marzo de 2006, cuando se encontraron valores de hasta  $5.2 \text{ mg m}^{-3}$  y  $4.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  en unos 50 km del trayecto, al sur del umbral en la parte norte del canal de Ballenas (fig. 2). Asimismo, la  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP presentaron mayor variabilidad espacial en mayo, junio y octubre que en el resto del año. La componente de variación semianual fue muy clara:  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  presentó un intervalo de  $\sim 1$  a  $\sim 2 \text{ mg m}^{-3}$  en enero y julio de tanto 2005 y 2006, de  $\sim 2$  a  $\sim 5 \text{ mg m}^{-3}$  en mayo y octubre de 2005, y de  $\sim 1$  a  $\sim 4 \text{ mg m}^{-3}$  en junio y octubre de 2006 (fig. 2). La PP fue relativamente baja en enero, febrero, julio, agosto, septiembre y noviembre de ambos años ( $1\text{--}2 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), y fue alta en mayo y junio de ambos años ( $>5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), con valores intermedios en abril y octubre ( $2\text{--}3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) (fig. 2).

La distribución espacial de las propiedades del agua para el trayecto B, entre las dos islas grandes, fue en general más uniforme que para el canal de Ballenas (figs. 2, 3). La TSM en el trayecto B presentó variaciones espaciales con un intervalo máximo de sólo  $\sim 2$  °C (e.g., gráficas para junio y diciembre de 2006, fig. 3). En algunos casos el intervalo fue de tan solo unas décimas de un grado (e.g., gráfica para octubre de 2005, fig. 3). La TSM mínima para este trayecto fue de  $\sim 15$  °C, y se registró en la parte más al sur (cerca del umbral de San Esteban) en enero, marzo y diciembre de 2006. También se observaron valores mínimos de TSM en enero y diciembre de 2005 pero fueron entre 1.5 y 2.0 °C mayores que los de 2006. Los valores máximos de TSM para este trayecto fueron 30.7 °C en agosto y septiembre de 2005 y julio de 2006, y 31.2 °C en agosto de 2006.

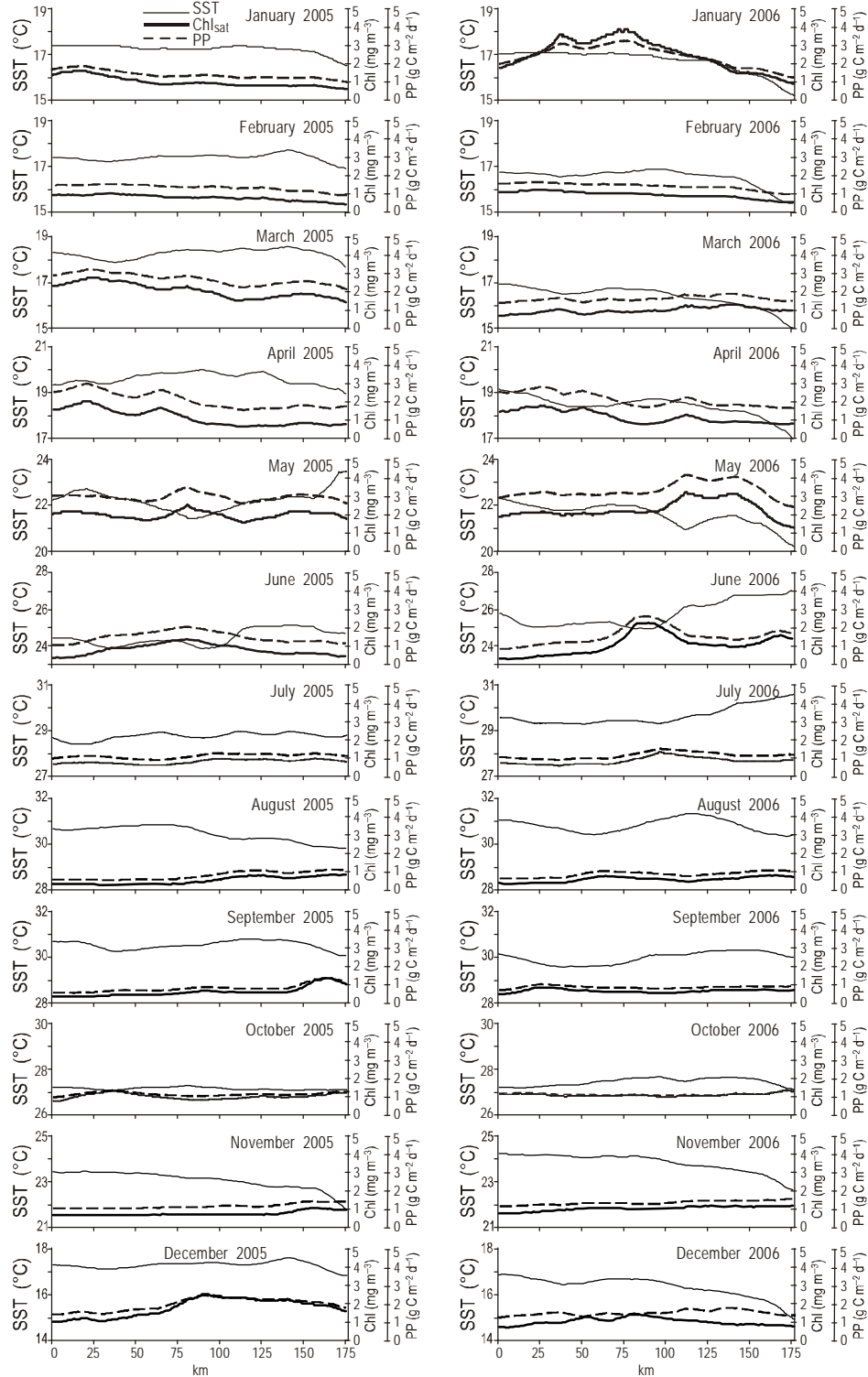
En general, la  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP fueron menores para el trayecto B que para el A, excepto en enero de 2006 cuando fueron mayores (hasta  $>3 \text{ mg m}^{-3}$  y  $\sim 3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) en el trayecto B que en el A (figs. 2, 3). La variación temporal de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en el trayecto B también presentó un componente anual y semianual, pero su comportamiento fue diferente al del trayecto A. Los valores máximos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP se registraron de marzo a mayo de 2005 (hasta  $2.5 \text{ mg m}^{-3}$  y  $3.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) y de abril a mayo de 2006 (hasta  $3 \text{ mg m}^{-3}$  y  $4.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), con un segundo máximo a finales de otoño (diciembre de 2005) y principios de invierno (enero de 2006) (hasta  $2.5 \text{ mg m}^{-3}$  y  $2.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). La  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP presentaron mayor variabilidad espacial entre marzo y junio de 2005, y en enero y de abril a junio de 2006 que en los otros meses, y en general fueron menores durante los meses de verano, frecuentemente con valores de  $<1.0 \text{ mg m}^{-3}$  y  $<1.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (julio, agosto y septiembre de ambos años; fig. 3). También se observaron valores relativamente bajos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en enero y febrero de 2005 y en febrero de 2006 ( $\sim 1.0 \text{ mg m}^{-3}$  y  $\sim 1.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) (fig. 3).

En el trayecto C, la mayor parte del tiempo se observó un gradiente claro, con la TSM incrementando de oeste a este



**Figure 2.** Spatial distribution of sea surface temperature (SST, thin line), chlorophyll *a* (Chl<sub>sat</sub>, thick line), and primary productivity (PP, broken line) for transect A in figure 1. Numbers on the x axis are kilometers starting from the northern end. Note that on the y axis, Chl<sub>sat</sub> and PP have the same scale, from zero to five.

**Figura 2.** Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (SST, línea delgada), clorofila *a* (Chl<sub>sat</sub>, línea gruesa) y productividad primaria (PP, línea discontinua) para el trayecto A en la figura 1. Los números en el eje x son kilómetros iniciando del lado norte. Nótese que en el eje y, Chl<sub>sat</sub> y PP tienen la misma escala, de cero a cinco.



**Figure 3.** Spatial distribution of sea surface temperature (SST, thin line), chlorophyll *a* (Chl<sub>sat</sub>, thick line), and primary productivity (PP, broken line) for transect B in figure 1. Numbers on the *x* axis are kilometers starting from the northern end. Note that on the *y* axis, Chl<sub>sat</sub> and PP have the same scale, from zero to five.

**Figura 3.** Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (SST, línea delgada), clorofila *a* (Chl<sub>sat</sub>, línea gruesa) y productividad primaria (PP, línea discontinua) para el trayecto B en la figura 1. Los números en el eje *x* son kilómetros iniciando del lado norte. Nótese que en el eje *y*, Chl<sub>sat</sub> y PP tienen la misma escala, de cero a cinco.

transect B than in transect A (figs. 2, 3). The temporal variation of  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP for transect B also had an annual and a semiannual component, but its behavior was different from the one for Ballenas Channel. In general,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP had maximum values from March to May 2005 (up to  $2.5 \text{ mg m}^{-3}$  and  $3.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) and from April to May 2006 (up to  $3 \text{ mg m}^{-3}$  and  $4.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), and a second maximum at the end of autumn (December 2005) and beginning of winter (January 2006) (up to  $2.5 \text{ mg m}^{-3}$  and  $2.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ).  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP had larger spatial variability during March–June 2005, and January and April–June 2006 than in the other months.  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP were in general lowest during the summer months, with values often  $<1.0 \text{ mg m}^{-3}$  and  $<1.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (July, August, and September of both years; fig. 3). January and February 2005 and February 2006 also had relatively low  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values ( $\sim 1.0 \text{ mg m}^{-3}$  and  $\sim 1.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) (fig. 3).

Most of the time there was a clear gradient, with SST increasing from west to east along transect C (fig. 4), except in November and December 2005. The SST difference between the two ends of this transect was as high as  $>2 \text{ }^\circ\text{C}$ ; however, often this increase mostly happened in the western third, with SST almost invariant from there to the eastern coast or even decreasing in a few cases  $>0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  (May 2005 and September 2006). The exception was November 2005 when SST decreased from both coasts to the center by  $>0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Lowest temperatures were recorded at the western end of transect C, and they were  $\sim 16.4 \text{ }^\circ\text{C}$  for January 2005 and  $\sim 15.4\text{--}15.8 \text{ }^\circ\text{C}$  for January, February, and March 2006. Maximum SST values were  $\sim 31.0 \text{ }^\circ\text{C}$  for August and September 2005 and for July and September 2006, and  $\sim 31.7 \text{ }^\circ\text{C}$  for August 2006 (fig. 4).

$\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP for transect C also had an annual and a semiannual variation but with the highest and lowest values of our data set. High values and large spatial variability were present from March to April 2005 ( $1\text{--}7.9 \text{ mg m}^{-3}$  and  $2\text{--}6.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) and from February to May 2006 ( $1\text{--}9.7 \text{ mg m}^{-3}$  and  $1.2\text{--}7.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), with the highest values off the mainland coast. There was a second and smaller maximum in autumn, during October–December 2005 ( $0.8\text{--}3.6 \text{ mg m}^{-3}$  and  $1\text{--}3.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) and October–November 2006 ( $1\text{--}2.8 \text{ mg m}^{-3}$  and  $1\text{--}3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), with no clear east-west gradient.  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP were in general lowest during the summer months with values often  $<0.5 \text{ mg m}^{-3}$  and  $<0.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (June to September of both 2005 and 2006), and  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  values were higher off the peninsula ( $0.7\text{--}2.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) than off the mainland coast ( $\sim 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ). December of both years also had some low  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  values (down to  $<0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ), but with a concave variation in 2005, with highest values off the eastern coast (up to  $2.8 \text{ mg m}^{-3}$  compared to  $1.6 \text{ mg m}^{-3}$  off the peninsula) and lowest values at the center of the transect ( $\sim 0.8 \text{ mg m}^{-3}$ ), and a monotonic variation in 2006 with relatively high values off the peninsula ( $0.9 \text{ mg m}^{-3}$ ) decreasing to the mainland coast ( $0.4 \text{ mg m}^{-3}$ ).

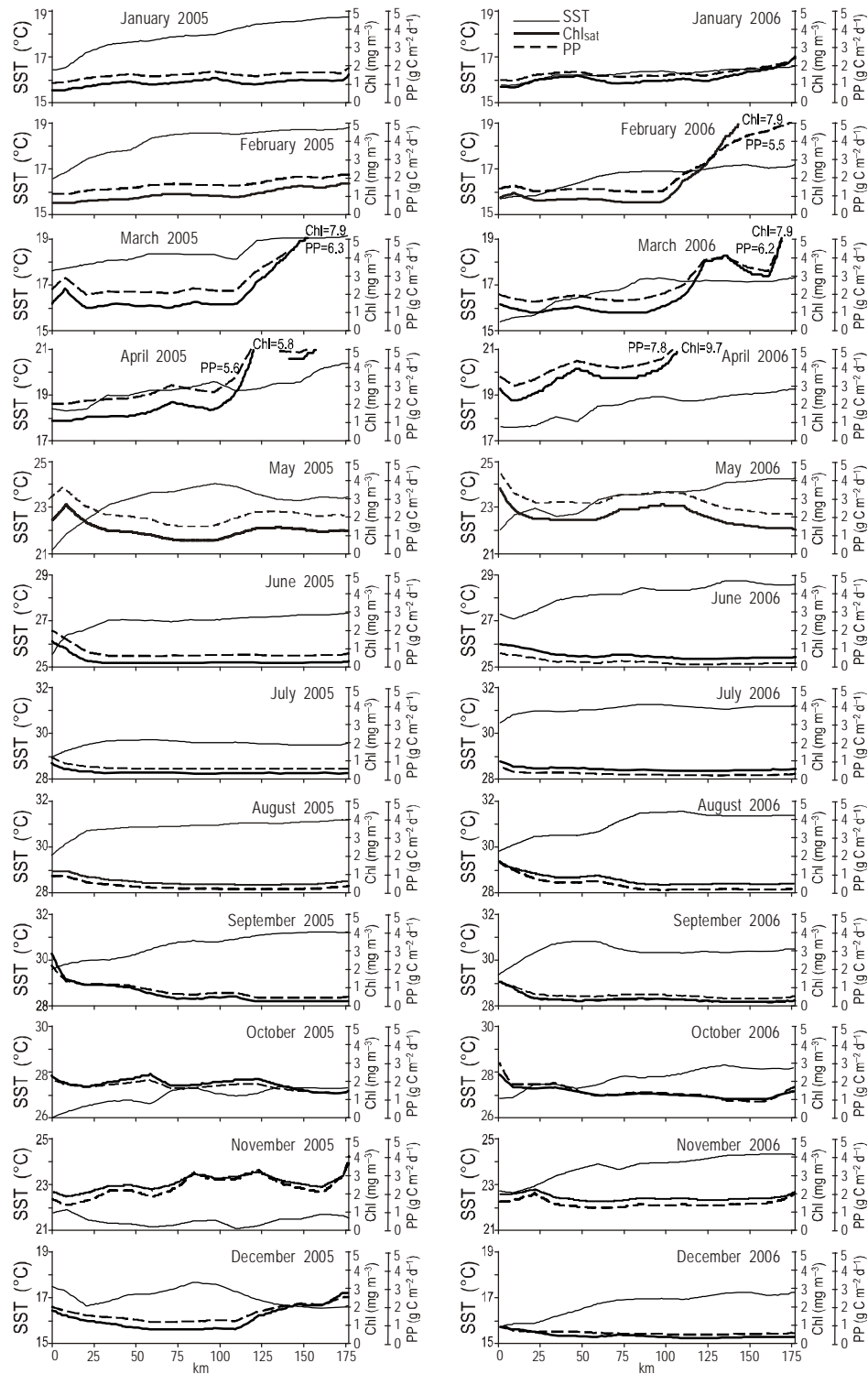
(fig. 4), excepto en noviembre y diciembre de 2005. La diferencia en TSM entre los dos extremos de este trayecto fue de hasta  $>2 \text{ }^\circ\text{C}$ ; sin embargo, este incremento principalmente sucedió en la tercera parte occidental, la TSM siendo casi invariante de ahí hacia la costa este y en algunos casos hasta decreciendo  $>0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  (mayo de 2005 y septiembre de 2006). La excepción fue noviembre de 2005 cuando la TSM decreció  $>0.8 \text{ }^\circ\text{C}$  de ambas costas hacia el centro. Las temperaturas más bajas se registraron en la porción occidental del trayecto C, siendo  $\sim 16.4 \text{ }^\circ\text{C}$  para enero de 2005 y  $\sim 15.4\text{--}15.8 \text{ }^\circ\text{C}$  para enero, febrero y marzo de 2006. Los valores máximos de TSM fueron  $\sim 31.0 \text{ }^\circ\text{C}$  en agosto y septiembre de 2005 y en julio y septiembre de 2006, y  $\sim 31.7 \text{ }^\circ\text{C}$  en agosto de 2006 (fig. 4).

La  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en el trayecto C también presentaron una variación anual y semianual pero con los valores más altos y más bajos del conjunto de datos. Se observaron valores altos y una gran variación espacial de marzo a abril de 2005 ( $1\text{--}7.9 \text{ mg m}^{-3}$  y  $2\text{--}6.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) y de febrero a mayo de 2006 ( $1\text{--}9.7 \text{ mg m}^{-3}$  y  $1.2\text{--}7.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), con mayores valores en la costa este. Se observó un segundo y menor máximo en otoño, entre octubre y diciembre de 2005 ( $0.8\text{--}3.6 \text{ mg m}^{-3}$  y  $1\text{--}3.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) y entre octubre y noviembre de 2006 ( $1\text{--}2.8 \text{ mg m}^{-3}$  y  $1\text{--}3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), sin un gradiente claro de este a oeste. Los valores de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP fueron generalmente menores en los meses de verano, frecuentemente  $<0.5 \text{ mg m}^{-3}$  y  $<0.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (junio a septiembre de ambos años), y los valores de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  fueron mayores en la costa oeste ( $0.7\text{--}2.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) que en la costa este ( $\sim 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ). En diciembre de ambos años también se observaron valores bajos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  ( $<0.5 \text{ mg m}^{-3}$ ); sin embargo, se observó una variación cóncava en 2005, con mayores valores en la costa este (hasta  $2.8 \text{ mg m}^{-3}$  vs  $1.6 \text{ mg m}^{-3}$  en la costa oeste) y menores valores en el centro del trayecto ( $\sim 0.8 \text{ mg m}^{-3}$ ), y una variación monótonica en 2006, con valores relativamente altos en la costa oeste ( $0.9 \text{ mg m}^{-3}$ ) y decreciendo hacia la costa este ( $0.4 \text{ mg m}^{-3}$ ).

## DISCUSIÓN

Argote *et al.* (1995) documentaron que en la región de las islas grandes los umbrales son *loci* de altas tasas de disipación de la energía de las mareas. Por lo tanto, la TSM debería tener valores mínimos en los umbrales del canal de Ballenas y San Lorenzo en el trayecto A, y en el umbral de San Esteban en el trayecto B. Se registraron temperaturas mínimas para la zona y cerca del umbral de San Esteban en el trayecto B durante la mayoría de los meses de ambos años; sin embargo, esto no siempre fue el caso para los umbrales del canal de Ballenas y San Lorenzo (fig. 2). Las distribuciones espaciales irregulares de TSM en el canal de Ballenas, con la temperatura subiendo y bajando en distancias relativamente cortas (fig. 2), puede ser el efecto de remolinos relativamente pequeños y recurrentes en el canal. Álvarez





**Figure 4.** Spatial distribution of sea surface temperature (SST, thin line), chlorophyll *a* ( $Chl_{sat}$ , thick line), and primary productivity (PP, broken line) for transect C in figure 1. Numbers on the *x* axis are kilometers starting from the western end. Note that on the *y* axis,  $Chl_{sat}$  and PP have the same scale, from zero to five.

**Figura 4.** Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (SST, línea delgada), clorofila *a* ( $Chl_{sat}$ , línea gruesa) y productividad primaria (PP, línea discontinua) para el trayecto C en la figura 1. Los números en el eje *x* son kilómetros iniciando del lado oeste. Nótese que en el eje *y*,  $Chl_{sat}$  y PP tienen la misma escala, de cero a cinco.

## DISCUSSION

Argote *et al.* (1995) reported that in the Midriff Islands region the sills are loci of maximum tidal energy dissipation rates. Thus, SST should have minimum values at NBC and SL in transect A, and at SE in transect B. Minimum temperatures were recorded for the area at and near SE in transect B during most months of both years; however, this was often not the case for NBC and SL (fig. 2). The irregular spatial distributions of SST in Ballenas Channel, with temperature going up and down in relatively short distances (fig. 2), may be the effect of relatively small and recurrent eddies in the channel. Álvarez *et al.* (1984) used drifting buoys to characterize the near-surface currents in Ballenas Channel and reported turbulent eddy motions, both cyclonic and anticyclonic, with typical horizontal scales of about 5 to 7 km that appear dominant in the central part of the channel. This irregular SST spatial distribution was not observed in transects B and C.

The PP graphs parallel those of  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ . Even though the calculated PP fields depend on SST, photosynthetically available radiation, and daylength,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  dominated the variability in PP, as was also reported by Kahru *et al.* (2004) for the whole gulf. Our analysis confirms that  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP have an annual and a semiannual component of variation in Ballenas Channel, in the region between the large islands, and in SPMB, as reported by Kahru *et al.* (2004); however, the temporal setup is different for each transect. The explanation for the differences is in the physical dynamics of these areas.

In Ballenas Channel, the combination of tidal energy dissipation (Argote *et al.* 1995), the deep circulation around Ángel de la Guarda Island (López *et al.* 2006), and the annual solar irradiance cycle causes maximum stratification of the upper water column during summer and minimum stratification during winter. The deep circulation around Ángel de la Guarda Island has a flow into Ballenas Channel from both ends: through SL and through NBC. These deep inflows converge in Ballenas Channel, and this implies constant upwelling in the channel as an additional mechanism for bringing cold and nutrient-rich waters to the euphotic zone (López *et al.* 2006, Marinone 2008). Torres-Delgado *et al.* (this issue) reported a stratification index (necessary energy for the complete mixing of the upper 100 m of the water column) for Ballenas Channel changing from 0.7–14  $\text{J m}^{-3}$  in winter to 150–223  $\text{J m}^{-3}$  in summer. Both weak and strong stratification cause low  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values. With weak stratification, in winter a large proportion of phytoplankton cells is carried by turbulence to relatively deep waters causing low exposure to light and low photosynthesis. With strong stratification, in summer the thermocline inhibits eddy diffusion of nutrients to the euphotic zone, thus limiting photosynthesis. Intermediate stratification in spring and autumn causes maximum  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values in Ballenas Channel, with a larger maximum in spring than in autumn because of the high surface nutrient concentrations left after winter.

*et al.* (1984) usaron boyas a la deriva para caracterizar las corrientes cerca de la superficie en el canal de Ballenas y encontraron movimientos turbulentos, tanto ciclónicos como anticiclónicos, con escalas horizontales de entre 5 y 7 km que aparentemente dominan en la parte central del canal. Esta distribución espacial irregular de la TSM no se observa en los trayectos B y C.

Las gráficas de PP son similares a las de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ . A pesar de que los campos calculados de PP dependen de la TSM, la radiación fotosintéticamente activa y el fotoperiodo,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  dominó la variabilidad de PP, como también encontraron Kahru *et al.* (2004) para todo el golfo. Nuestro análisis confirma que  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP tienen componentes de variación anual y semianual en el canal de Ballenas, en la región de las islas grandes y en la cuenca de SPM, como también encontró Kahru *et al.* (2004); sin embargo, la variación es diferente en cada trayecto. Estas diferencias se explican por la dinámica física de estas zonas.

En el canal de Ballenas, la combinación de la disipación de la energía de las mareas (Argote *et al.* 1995), la circulación profunda alrededor de la isla Ángel de la Guarda (López *et al.* 2006) y el ciclo anual de la radiación solar produce máxima estratificación de la columna de agua superior en verano y mínima estratificación en invierno. La circulación profunda alrededor de la isla Ángel de la Guarda genera un flujo hacia dentro del canal de Ballenas en ambos lados: a través de los umbrales de San Lorenzo y el canal de Ballenas. Estos flujos profundos convergen en el canal de Ballenas lo que promueve surgencias constantes en el canal como mecanismo adicional para transportar aguas frías y ricas en nutrientes a la zona eufótica (López *et al.* 2006, Marinone 2008). Torres-Delgado *et al.* (este número) registraron un índice de estratificación (energía necesaria para la mezcla completa de los 100 m superiores de la columna de agua) para el canal de Ballenas que cambia de 0.7–14  $\text{J m}^{-3}$  en invierno a 150–223  $\text{J m}^{-3}$  en verano. Una estratificación tanto débil como fuerte genera valores bajos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP. Con estratificación débil, en invierno una proporción alta de células fitoplanctónicas es acarreada por turbulencia a aguas relativamente profundas y hay poca exposición a la luz y fotosíntesis. Con estratificación fuerte, en verano la termocline inhibe la difusión de nutrientes por transporte turbulento a la zona eufótica y limita la fotosíntesis. Una estratificación intermedia en primavera y otoño produce niveles máximos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP en el canal de Ballenas, siendo mayores en primavera que en otoño debido a las altas concentraciones de nutrientes que permanecen en la superficie después del invierno.

Nuestros valores de SST,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP para el trayecto A no muestran el efecto de surgencias en el canal de Ballenas que se esperaría con la convergencia de flujos profundos que ingresan por los umbrales del canal de Ballenas y San Lorenzo, según fue descrito por López *et al.* (2006). Agua recién surgida en la parte central del canal produciría menores valores de TSM, y posiblemente de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP, que

Our SST,  $\text{Chl}_{\text{sat}}$ , and PP values for transect A do not show the effect of upwelling in Ballenas Channel expected from the convergence of the deep inflows coming from SL and NBC, as described by López *et al.* (2006). Freshly upwelled water at the center of the channel would produce lower SST values and possibly also lower  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values than those for surface waters away from the center. This indicates that either upwelling occurs along a large part of the channel, or the divergent outflow from Ballenas Channel to compensate for the deep inflows occurs at depths below the euphotic zone. This indicates an opportunity for further research on water circulation in Ballenas Channel.

The  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values for transect B were lower in July, August, and September of both years than the respective values for transect A. This suggests that besides the high stratification during summer there is the effect of strong northward surface advection in transect B (as reported by Marinone 2003), transporting plankton communities away from the area. A similar phenomenon occurred in January and February 2005 and February 2006, with strong southward surface advection. Marinone *et al.* (2011) used a three-dimensional numerical model to estimate the escape time for passive particles from a 50 km radius, and they reported that for the area between the large islands, in January and July it is a few days (~5), while for Ballenas Channel it is ~30 days. Drifting buoys may pass very rapidly between Ángel de la Guarda and Tiburón islands but they have not been detected passing through Ballenas Channel from the southern to the northern gulf, nor vice-versa (A Amador-Buenrostro, CICESE, pers. comm.). The high  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  (~4 mg m<sup>-3</sup>) and PP values for transect B in January 2006 (fig. 3) indicate that possibly there is an interannual variation of surface water circulation with low surface currents between the big islands during January of some years. This indicates an opportunity for further research on the interannual variability of the circulation between the central and northern gulf. Relatively high  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values for transect B during March–May (fig. 3) were possibly the result of a combination of intermediate stratification values and weak surface circulation.

Mateos *et al.* (2006) used a three-dimensional numerical model to predict a quasi-permanent anticyclonic eddy in SPMB. This eddy may carry nutrient-rich waters from the SE area, and from the area south of Tiburón Island, to the eastern side of transect C. Also, this eddy may carry high  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  upwelled water from the eastern to the western part of SPMB. Because of the sinking of heavy cells and grazing, a relatively large portion of this  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  is lost before arriving at the western side. Because of the Coriolis effect the thermocline sinks at the center of anticyclonic eddies causing nutrient limitation for photosynthesis. However, our  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values for transect C do not show the effect of nutrient limitation at the center of SPMB, except only in December 2005.

In spite of upwelling off the mainland from December to May, SST values were higher in the eastern than in the western part of transect C (fig. 4). In SPMB, isotherms sometimes

los de aguas superficiales alejadas del centro. Esto indica ya sea la presencia de surgencias en la mayor parte del canal o que el flujo divergente hacia afuera del canal para compensar el flujo hacia dentro sucede por debajo de la zona eufótica. Esto es una oportunidad para futuros estudios de la circulación del agua en el canal de Ballenas.

Los valores de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP del trayecto B fueron menores en julio, agosto y septiembre de ambos años que los valores respectivos del trayecto A. Esto sugiere que además de la fuerte estratificación de verano, en el trayecto B hay fuerte advección superficial hacia el norte (como lo menciona Marinone 2003), acarreado comunidades planctónicas fuera del área. Un fenómeno similar se observa en enero y febrero de 2005 y en febrero de 2006, con fuerte advección superficial hacia el sur. Marinone *et al.* (2011) usaron un modelo numérico tridimensional para estimar el tiempo de escape para partículas pasivas de un radio de 50 km, y encontraron que para la zona entre las islas grandes, en enero y julio es de ~5 días, mientras que para el canal de Ballenas es de ~30 días. Boyas a la deriva pueden pasar rápidamente entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón, pero no se han detectado pasando a través del canal de Ballenas de la parte sur a la parte norte del golfo o viceversa (A Amador-Buenrostro, CICESE, com. pers.). Los valores altos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  (~4 mg m<sup>-3</sup>) y PP para el trayecto B en enero de 2006 (fig. 3) indican la posible existencia de variación interanual de la circulación de agua superficial con corrientes bajas entre las islas grandes en enero de algunos años. Esto es un tema para futuros estudios de la variabilidad interanual de la circulación entre las partes central y norte del golfo. Los valores relativamente altos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP para el trayecto B de marzo a mayo (fig. 3) podrían atribuirse a la combinación de valores intermedios de estratificación y una débil circulación superficial.

Mateos *et al.* (2006) usaron un modelo numérico tridimensional para predecir un remolino anticiclónico casi permanente en la cuenca de SPM. Este remolino podría acarrear agua rica en nutrientes de la zona del umbral de San Esteban y de la zona al sur de isla Tiburón al lado oriental del trayecto C. Asimismo, este remolino podría acarrear aguas de surgencia con niveles altos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  de la parte oriental a la parte occidental de la cuenca de SPM. A causa del hundimiento de células pesadas y pastoreo, una proporción relativamente alta de esta  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  se pierde antes de llegar al lado occidental. Debido al efecto de Coriolis, la termocline se hunde al centro de los remolinos anticiclónicos, con la consiguiente limitación de nutrientes para la fotosíntesis. No obstante, nuestros valores de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP para el trayecto C no muestran el efecto de la limitación de nutrientes al centro de la cuenca de SPM, excepto en diciembre de 2005.

A pesar de la presencia de surgencias en la costa este entre diciembre y mayo, los valores de TSM fueron mayores en la parte oriental que en la parte occidental del trayecto C (fig. 4). En la cuenca de SPM, las isothermas ocasionalmente se desplazan perpendicularmente a la costa este y la península, pero la mayoría de las veces se desplazan de

run perpendicular to the mainland coast and the peninsula, but most often they run from northeast to southwest (Robinson 1973). This is an indication of water being transported from SL southward to the western part of transect C. The mechanism for this transport may be a cyclonic eddy off the peninsula, between SL and transect C. Figure 2 in Mateos *et al.* (2006) shows this cyclonic eddy northwest from the anticyclonic one, with southward speeds off the peninsula of up to  $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ . Colder and nutrient-rich waters, carried from the SL area to the western end of transect C (i.e., in May, June, and September 2005, and May, August, and September 2006, fig. 4), cause relatively large  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  (up to  $3.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) and PP values on this side of SPMB. Water temperature increases in the trajectory but still remains lower than that of the eastern side of transect C. Torres-Delgado *et al.* (this issue) reported values for the western side of SPMB of  $\sim 80 \text{ J m}^{-3}$  for winter and  $>250 \text{ J m}^{-3}$  for summer, clearly indicating a much stronger stratification there than in Ballenas Channel.

Upwelling in the western gulf increases  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  to only  $<1 \text{ mg m}^{-3}$  (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1999), partly causing the relatively high values on this side of transect C, very close to the peninsula, from July to October of both years (fig. 4). The annual and semiannual variations in SPMB are caused by the combined effect of the changing circulation between the northern and central gulf, the two eddies mentioned above, the December–May and July–October upwelling, and very high values of  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  in winter and relatively low values in summer.

Gulf of California PP data obtained directly by water sampling and  $^{14}\text{C}$  incubations are very scarce. Álvarez-Borrego and Lara-Lara (1991) compiled a total of only twelve  $^{14}\text{C}$  PP estimates for our study area. Strictly, the comparison between the VGPM data and the  $^{14}\text{C}$  estimates is not appropriate because the two sets of data have totally different time and space scales: the VGPM data are averages for  $9 \times 9 \text{ km}^2$  areas and for one month, whereas the  $^{14}\text{C}$  data are instantaneous point measurements. The Álvarez-Borrego and Lara-Lara (1991) data range from  $0.37$  to  $4.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , with highest values in the area south of Tiburón Island and in the Midriff Islands region. This  $^{14}\text{C}$  data range agrees very much with that of the VGPM results for the Midriff Islands region ( $1\text{--}5.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). The VGPM considers a homogeneous vertical distribution of  $\text{Chl}_{(z)}$ . As indicated by Platt *et al.* (1991), the assumption of a mixed layer with a homogeneous pigment distribution could lead to inaccurate PP estimates. When  $\text{Chl}_{(z)}$  is high, its maximum is at the surface and the VGPM overestimates PP. Thus, there is a high possibility that the highest VGPM values at the eastern extreme of transect C (up to  $7.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) are overestimated by  $>50\%$ . Nevertheless, the trend of the VGPM data variation is correct, with higher values during the eastern upwelling period than during summer, and the annual and semiannual cycles described for transect C should be correct.

noreste a suroeste (Robinson 1973). Esto es una indicación de agua siendo transportada del umbral de San Lorenzo a la parte occidental del trayecto C. El mecanismo para este transporte puede ser un remolino ciclónico en la costa oeste, entre el umbral de San Lorenzo y el trayecto C. La figura 2 de Mateos *et al.* (2006) muestra este remolino ciclónico al noroeste del remolino anticiclónico, con velocidades hacia el sur en frente de la península de hasta  $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ . Aguas más frías y ricas en nutrientes, acarreadas de la zona del umbral de San Lorenzo al lado occidental del trayecto C (i.e., en mayo, junio y septiembre de 2005, y en mayo, agosto y septiembre de 2006, fig. 4), ocasionan valores relativamente altos de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  (hasta  $3.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) y PP en este lado de la cuenca de SPM. La temperatura del agua incrementa durante la trayectoria pero sigue siendo menor que en el lado oriental del trayecto C. Torres-Delgado *et al.* (este número) registraron valores para el lado occidental de la cuenca de SPM de  $\sim 80 \text{ J m}^{-3}$  para invierno y  $>250 \text{ J m}^{-3}$  para verano, lo que claramente indica una mayor estratificación ahí que en el canal de Ballenas.

Surgencias en el golfo occidental incrementan la  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  hasta sólo  $<1 \text{ mg m}^{-3}$  (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1999), y son parcialmente responsables de los valores relativamente altos en este lado del trayecto C, muy cerca de la península, de julio a octubre de ambos años (fig. 4). Las variaciones anuales y semianuales en la cuenca de SPM son resultado del efecto combinado de la circulación cambiante entre las partes norte y central del golfo, los dos remolinos mencionados arriba, las surgencias de diciembre a mayo y de julio a octubre, y valores de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  muy altos en invierno y relativamente bajos en verano.

Son pocos los datos de PP para el golfo de California obtenidos directamente a partir de muestras de agua e incubaciones de  $^{14}\text{C}$ . Álvarez-Borrego y Lara-Lara (1991) recopilaron un total de sólo doce estimaciones de  $^{14}\text{C}$  para nuestra zona de estudio. Estrictamente, una comparación entre los datos del VGPM y las mediciones de  $^{14}\text{C}$  no es apropiado porque los dos conjuntos de datos tienen escalas espaciales y temporales totalmente diferentes: los primeros son promedios para áreas de  $9 \times 9 \text{ km}^2$  y un mes, mientras que los segundos son mediciones puntuales instantáneas. Los datos de Álvarez-Borrego y Lara-Lara (1991) tienen un intervalo de  $0.37$  a  $4.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , con los valores más altos en la zona al sur de isla Tiburón y la región de las islas grandes. Este intervalo de los datos de  $^{14}\text{C}$  concuerda con los resultados del VGPM para la región de las islas grandes ( $1\text{--}5.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). El VGPM considera una distribución vertical homogénea de  $\text{Chl}_{(z)}$ . Según Platt *et al.* (1991), la suposición de una capa de mezcla con una distribución homogénea de pigmentos podría producir estimaciones inexactas de PP. Cuando la  $\text{Chl}_{(z)}$  es alta, su máximo está en la superficie y el VGPM sobrestima la PP. Por ende, hay una alta posibilidad de que los mayores valores del VGPM en el extremo oriental del trayecto C (hasta  $7.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) están sobrestimados por  $>50\%$ . No

Surface waters in the central Gulf of California are enriched in trace metals. Maximum Fe concentrations in surface waters of Ballenas Channel and in the area between the two large islands are  $>3$  nM, which are much higher than concentrations found in the southern gulf and the open Pacific Ocean ( $<1$  nM) (Segovia-Zavala *et al.* 2009, 2011). Thus, photosynthesis in our study area is not limited by Fe. In the Midriff Islands region, even the summer  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  and PP values (often  $>1$  mg  $\text{m}^{-3}$  and  $>1$  g C  $\text{m}^{-2}$   $\text{d}^{-1}$ ) are high enough to sustain a rich food web.

## ACKNOWLEDGMENTS

The first author was supported by a scholarship from the National Council for Science and Technology (CONACYT, Mexico). The criticisms of four anonymous reviewers helped to improve our contribution significantly. JM Domínguez and F Ponce did the art work.

## REFERENCES

- Álvarez LG, Badan-Dangon A, Robles JM. 1984. Lagrangian observations of near-surface currents in Canal de Ballenas. *CalCOFI Rep.* 25: 35–42.
- Álvarez-Borrego S. 2002. Physical oceanography. In: Case TJ, Cody ML, Ezcurra E (eds.), *A New Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford Univ. Press, Oxford, pp. 41–59.
- Álvarez-Borrego S, Lara-Lara JR. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin JP, Simoneit BR (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem. 47, Tulsa, pp. 555–567.
- Álvarez-Borrego S, Rivera JA, Gaxiola-Castro G, Acosta-Ruiz MJ, Schwartzlose RA. 1978. Nutrientes en el golfo de California. *Cienc. Mar.* 5(2): 53–71.
- Argote ML, Amador A, Lavín MF, Hunter JR. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 100: 16103–16118. <http://dx.doi.org/10.1029/95JC01500>
- Behrenfeld MJ, Falkowski PG. 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1–20.
- Brusca RC. 2010. *The Gulf of California Biodiversity and Conservation*. ASDM Studies in Natural History. Univ. Arizona Press, Tucson, 354 pp.
- Hidalgo-González RM, Álvarez-Borrego S. 2001. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanol. Acta* 24: 19–28.
- Hidalgo-González RM, Álvarez-Borrego S. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res. II* 51: 739–752. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.05.006>
- Kahru M, Marinone SG, Lluch-Cota SE, Parés-Sierra A, Mitchell BG. 2004. Ocean-color variability in the Gulf of California: Scales from days to ENSO. *Deep-Sea Res. II* 51: 139–146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.04.001>
- Kirk JTO. 1994. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge Univ. Press, New York, 509 pp.
- obstante, la tendencia de los datos del VGPM es correcta, con mayores valores durante el periodo de surgencias en el lado oriental que durante el verano, y los ciclos anuales y semi-anuales descritos para el trayecto C deben ser correctos.
- Las aguas superficiales en la parte central del golfo de California están enriquecidas con metales traza. Las concentraciones máximas de Fe en aguas superficiales del canal de Ballenas y en la zona entre las dos islas grandes son  $>3$  nM y mucho más altas que las concentraciones registradas en la parte sur del golfo y el océano Pacífico abierto ( $<1$  nM) (Segovia-Zavala *et al.* 2009, 2011). Por lo tanto, en nuestra zona de estudio la fotosíntesis no está limitada por Fe. En la región de las islas grandes, hasta los niveles de  $\text{Chl}_{\text{sat}}$  y PP registrados en verano (frecuentemente  $>1$  mg  $\text{m}^{-3}$  y  $>1$  g C  $\text{m}^{-2}$   $\text{d}^{-1}$ ) son lo suficientemente altos para sostener una rica cadena trófica.

## AGRADECIMIENTOS

La primera autora fue apoyada por una beca del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México). Las críticas de cuatro revisores anónimos ayudaron a mejorar considerablemente el trabajo. JM Domínguez y F Ponce realizaron las gráficas.

Traducido al español por Christine Harris.

- 
- López M, Candela J, Argote ML. 2006. Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California? *Geophys. Res. Lett.* 33, L11603. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL025908>
- Marinone SG. 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 108: 3325. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001720>
- Marinone SG. 2008. On the three-dimensional numerical modeling of the deep circulation around Ángel de la Guarda Island in the Gulf of California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 80: 430–434. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2008.09.002>
- Marinone SG, Lavín MF, Parés-Sierra A. 2011. A quantitative characterization of the seasonal Lagrangian circulation of the Gulf of California from a three-dimensional numerical model. *Cont. Shelf Res.* 31: 1420–1426. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2011.05.014>
- Mateos E, Marinone SG, Lavín MF. 2006. Role of tides and mixing in the formation of an anticyclonic gyre in San Pedro Mártir Basin, Gulf of California. *Deep-Sea Res. II* 53: 60–76. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.07.010>
- Platt T, Caverhill C, Sathyendranath S. 1991. Basin-scale estimates of oceanic primary production by remote sensing: The North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 96: 15147–15159. <http://dx.doi.org/10.1029/91JC01118>
- Robinson MK. 1973. *Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico*. San Diego Soc. Nat. Hist. Mem. 5, 97 pp.
- Roden GI. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: van Andel TjH, Shor GG (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 3, Tulsa, pp. 30–58.

- Rusnak GA, Fisher RL, Shepard FP. 1964. Bathymetry and faults of Gulf of California. In: van Andel TjH, Shor GG (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 3, Tulsa, pp. 59–75.
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994a. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7411–7421.  
<http://dx.doi.org/10.1029/93JC02154>
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994b. The 1982–1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7423–7431.  
<http://dx.doi.org/10.1029/93JC02147>
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Millán-Núñez R, Müller-Karger FE. 1999. Sobre el efecto de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.* 49: 207–212.
- Segovia-Zavala JA, Delgadillo-Hinojosa F, Lares-Reyes ML, Huerta-Díaz MA, Muñoz-Barbosa A, Torres-Delgado EV. 2009. Atmospheric input and concentration of dissolved iron in the surface layer of the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 35: 75–90.
- Segovia-Zavala JA, Delgadillo-Hinojosa F, Lares-Reyes ML, Huerta-Díaz MA, Muñoz-Barbosa A, Santamaría-del-Ángel E, Torres-Delgado EV, Sañudo-Wilhelmy SA. 2011. Vertical distribution of dissolved iron, copper, and cadmium in Ballenas Channel, Gulf of California. *Cienc. Mar.* 37: 457–469.
- Shepard FP. 1950. EW Scripps cruise to the Gulf of California. Part III: Submarine topography of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 43: 1–32.
- Simpson JH, Souza AJ, Lavín MF. 1994. Tidal mixing in the Gulf of California. In: Beven KJ, Chatwin PC, Millbank JH (eds.), *Mixing and Transport in the Environment*. John Wiley, London, pp. 169–182.
- Soto-Mardones L, Marinone SG, Parés-Sierra A. 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 25: 1–30.
- Sverdrup HU. 1941. The Gulf of California: Preliminary discussion on the cruise of the E.W. Scripps in February and March 1939. 6th Pacific Science Congress Procedures 3: 161–166.
- Tershy BR, Breese D, Álvarez-Borrego S. 1991. Increase in cetacean and seabird numbers in the Canal de Ballenas during an El Niño–Southern Oscillation event. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 69: 299–302.
- Torres-Delgado EV, Delgadillo-Hinojosa F, Camacho-Ibar VF, Segovia-Zavala JA, Huerta-Díaz MA, Hernández-Ayón JM, Galindo-Bect S. 2013. Wintertime enrichment of inorganic nutrients in the Ballenas Channel, Gulf of California. *Cienc. Mar.* 39: 47–64.  
<http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2236>

*Received August 2012,  
received in revised form April 2013,  
accepted May 2013.*