

Variabilidad de mesoescala del Pacífico tropical mexicano mediante datos de los sensores TOPEX y SeaWiFS

Mesoscale variability of the Mexican Tropical Pacific using TOPEX and SeaWiFS data

J López-Calderón, H Manzo-Monroy, E Santamaría-del-Ángel*, R Castro, A González-Silvera, R Millán-Núñez

Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Apartado postal 453, Ensenada CP 22860, Baja California, México. * E-mail: santamaria@uabc.mx

Resumen

El Pacífico tropical mexicano tiene características oligotróficas, pero sostiene una gran biodiversidad. Esto ocurre debido a la surgencia de aguas ricas en nutrientes provenientes de una termoclina somera, intensos vientos y la presencia de giros de mesoescala. Estas estructuras, junto con la profundidad de la termoclina y la variación de la estratificación, son los factores principales que regulan la abundancia de fitoplancton. En este trabajo se analiza la variabilidad estacional e interanual asociada con la actividad de giros y con la abundancia de fitoplancton, las cuales fueron medidas de forma indirecta a través de las anomalías del nivel del mar (TOPEX/Poseidon) y la concentración de clorofila *a* superficial (SeaWiFS). El análisis se basó en estructuras promediadas, correlaciones canónicas y funciones empíricas ortogonales (FEOs). Las dos primeras FEOs de la anomalía del nivel del mar (SLA) y la clorofila *a* superficial (CHL) explicaron la variabilidad asociada con la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos próximos a los golfos de Tehuantepec y Papagayo durante el invierno y la primavera. Ambos tipos de giros estuvieron relacionados con incrementos locales de CHL. La señal de los giros fue observada a lo largo de los 10°N hasta los 150°W. La variabilidad asociada con los giros ciclónicos fue más importante que la asociada con los anticiclónicos. Este comportamiento es contrario a lo que se acepta usualmente. A lo largo del ecuador, las SLAs negativas estuvieron asociadas con una alta CHL debido a una termoclina más somera y un consecuente enriquecimiento de la zona eufótica. Las SLAs positivas asociadas con alta CHL frente a las costas de Sudamérica son resultado de la surgencia permanente del sistema de la Corriente Perú-Chile. Los efectos de las condiciones El Niño-La Niña fueron detectados en cinco de las siete FEOs analizadas.

Palabras clave: Pacífico tropical mexicano, giros de mesoescala, anomalía del nivel del mar, clorofila *a*, estratificación.

Abstract

The Mexican Tropical Pacific has oligotrophic characteristics; however, it sustains an abundant biodiversity, mainly because of upwelling promoted by its relatively shallow thermocline, strong winds and mesoscale eddies. These features, together with thermocline depth and stratification variability, are the main factors regulating phytoplankton abundance. We analyzed the seasonal and interannual variability associated with eddy activity and phytoplankton abundance, both measured indirectly by sea level anomalies (TOPEX/Poseidon) and surface chlorophyll *a* (SeaWiFS). Data analysis was based on their average fields, canonical correlations and empirical orthogonal functions (EOFs). The first two EOFs of sea level anomaly (SLA) and surface chlorophyll *a* (CHL) accounted for the variability associated with the formation of cyclonic and anticyclonic eddies near the gulfs of Tehuantepec and Papagayo during winter and spring. Both types of eddies were related to local increases in CHL. The signal of the eddies was observed along 10°N as far as 150°W. The variability associated with cyclonic eddies was more important than that associated with anticyclonic eddies. This behavior is opposite to what is commonly accepted. Along the equator, negative SLAs were coupled with high CHL as a consequence of the shoaling of the thermocline followed by nutrient enrichment of the euphotic zone. Positive SLAs coupled with high CHL off South America are a result of the permanent upwelling promoted by the Peru-Chile Current. The effects of the El Niño-La Niña conditions were detected in five of the seven EOFs analyzed.

Key words: Mexican Tropical Pacific, mesoscale eddies, sea level anomaly, chlorophyll *a*, stratification.

Introducción

El Pacífico tropical mexicano (PTM) es un océano altamente estratificado con una termoclina somera y bien definida (Robinson y Bauer 1971, Emery *et al.* 1984), la cual actúa como una barrera contra la surgencia de agua más fría y rica en nutrientes. A pesar de su carácter oligotrófico, el PTM sostiene algunas de las pesquerías más importantes del mundo (Fiedler

Introduction

The Mexican Tropical Pacific (MTP) is a strongly-stratified ocean with a shallow, well-defined thermocline (Robinson and Bauer 1971, Emery *et al.* 1984), which acts as a barrier to the upwelling of colder, nutrient-rich water. Despite its oligotrophic trait, the MTP sustains some of the most important fisheries in the world (Fiedler 2002, Manzo-Monroy 2000).

2002, Manzo-Monroy 2000). El forzamiento del viento, expresado en surgencias y fenómenos de mesoescala (e.g., plumas y giros), es uno de los factores que reducen la estratificación y mantienen los altos valores de biomasa (Oschlies y Garçon 1998). El incremento en biomasa se debe principalmente a la disminución de la profundidad de la termoclina, la cual aumenta el contenido de nutrientes en la capa superficial (Fiedler 2002). Se ha observado que el aumento de la biomasa (fitoplancton) cerca del ecuador está inversamente relacionado con la topografía de la superficie del mar (Wilson y Adamec 2001).

Los principales mecanismos de forzamiento en el PTM son la variabilidad de los vientos alisios, las corrientes superficiales oceánicas (Corriente de California, Corriente Ecuatorial del Norte, Contracorriente Ecuatorial del Norte, Corriente Ecuatorial del Sur, Corriente de Costa Rica) y los sistemas de alta presión a lo largo del Golfo de México y el Mar Caribe que forzan el Océano Pacífico con vientos fuertes a través de aberturas estrechas en la orografía de Centro América (golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá). Estos vientos se presentan mayormente durante el invierno y la primavera boreal, provocando fuertes surgencias (McCreary *et al.* 1989) y giros de mesoescala que se desplazan hacia el oeste (Hansen y Maul 1991) y en gran medida sostienen la cadena alimenticia local (Manzo-Monroy 2000).

Por medio de datos del color del océano se ha observado que los giros generados en los golfos de Tehuantepec y Papagayo viajan hacia el oeste sobre los 10°N más de 1000 km mar adentro, y que transportan material orgánico (plancton) e inorgánico (nutrientes) (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000). Estos giros son principalmente anticiclónicos; sin embargo, mediante análisis de alta resolución (1.1 km, imágenes diarias del satélite SeaWiFS) se ha concluido que el número de giros ciclónicos que se forman entre los golfos de Tehuantepec y Papagayo es mayor de lo que se suponía (González-Silvera *et al.* 2004). Dada la importancia que tienen los giros para la biología del PTM, en este estudio se analizó su variabilidad estacional e interanual así como la distribución del fitoplancton, ambos medidos indirectamente a través de las anomalías del nivel del mar y la clorofila *a* superficial de 1998 a 2001. Con el fin de profundizar en el conocimiento de esta relación biofísica, se extendió el área de estudio a los 150°W y se aplicó un muestreo espacial de 0.5°. También se analizó el impacto del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur sobre ambas variables y su subsecuente fase de recuperación.

Método

Los datos de anomalía del nivel del mar (SLA) fueron obtenidos del sensor TOPEX/Poseidon para 1998–2001 (ciclos 196–342) (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). Las imágenes de clorofila *a* superficial (CHL) fueron proporcionadas por el sensor SeaWiFS (<http://daac.gsfc.nasa.gov>). Estas imágenes muestran composiciones mensuales, con una resolución de 9 km, de enero de 1998 a diciembre de 2001. La conversión de

Wind forcing, expressed as upwelling and mesoscale phenomena, such as plumes and eddies, is one of the factors decreasing stratification and keeping biomass values high (Oschlies and Garçon 1998). The increase in biomass is mainly owed to a shoaling of the thermocline that increases the nutrient content in the surface layer (Fiedler 2002). It has been observed that the increase in biomass (phytoplankton) near the equator is inversely related to the sea surface topography (Wilson and Adamec 2001).

Major forcing mechanisms in the MTP are trade wind variability, surface ocean currents (California Current, North Equatorial Current, North Equatorial Countercurrent, South Equatorial Current, Costa Rica Current) and high pressure systems across the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea that force the Pacific Ocean with strong winds through narrow gaps in the Central American orography (gulfs of Tehuantepec, Papagayo and Panama). These winds occur mainly during boreal winter and spring, producing strong upwelling (McCreary *et al.* 1989) and mesoscale eddies that travel westward (Hansen and Maul 1991) and significantly support the local trophic web (Manzo-Monroy 2000).

Using ocean color data, it has been observed that eddies generated in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo travel westward at approximately 10°N, for distances greater than 1000 km offshore, and that they transport organic (plankton) and inorganic material (nutrients) (Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000). These eddies are mainly anticyclonic; however, by performing high-resolution analyses (1.1 km, daily SeaWiFS images), it was concluded that the number of cyclonic eddies formed between the gulfs of Tehuantepec and Papagayo is higher than previously known (González-Silvera *et al.* 2004). Given the importance that eddy activity represents for the biology of the MTP, we analyzed its seasonal and interannual variability together with phytoplankton distribution, both measured indirectly via sea level anomalies and surface chlorophyll *a* for the period from 1998 to 2001. To improve our knowledge of this biophysical coupling, we extended our study area to 150°W and used a spatial sampling of 0.5°. We also analyzed the impact of the El Niño-Southern Oscillation phenomenon on both variables and the subsequent recovery phase.

Method

Sea level anomaly (SLA) data were obtained from the TOPEX/Poseidon sensor for 1998–2001 (cycles 196–342) (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). Surface chlorophyll *a* (CHL) images were obtained from the SeaWiFS sensor (<http://daac.gsfc.nasa.gov>). These images depict monthly composites, with a resolution of 9 km, from January 1998 to December 2001. Conversion from radiance intensity to chlorophyll *a* concentration was performed using the OC4 algorithm (O'Reilly *et al.* 2000). Since the CHL images were monthly composites, the percentage of cloud cover in each image was not a significant problem (<1%); however, these values were replaced

intensidad de radiancia a concentración de CHL se realizó utilizando el algoritmo OC4 (O'Reilly *et al.* 2000). Dado que las imágenes de CHL eran composiciones mensuales, el porcentaje de cobertura de nubes en cada una no resultó ser un problema significativo (<1%); sin embargo, se substituyeron estos valores por interpolaciones espaciotemporales para los meses de invierno (diciembre a mayo) y verano (junio a noviembre). Luego, se aplicó una filtración bidimensional (longitud-latitud) de la mediana (usando una vecindad de 3 por 3) para eliminar cualquier valor extremo que pudiera ser generado por la interpolación. Finalmente, para reducir el gran contraste entre las concentraciones de CHL costeras y oceánicas, se realizó una operación de vecindades deslizantes (usando una vecindad de 2 por 2).

Posteriormente, cada juego de datos (SLA y CHL) fue interpolado en una cuadrícula de 0.5° , con límites espaciales establecidos en los 20°S – 30°N , 75°W – 150°W (fig. 1), utilizando un algoritmo de regresión local (Chambers y Hastie 1993). Los análisis de datos se basaron en estructuras promediadas, correlaciones canónicas y funciones empíricas ortogonales. Para realizar las correlaciones en matrices del mismo tamaño, se usaron los valores medios mensuales de SLA.

Las funciones empíricas ortogonales (FEOs) son una herramienta estadística frecuentemente utilizada para analizar la variabilidad de una o más series de tiempo (Emery y Thomson 1988). Para recrear la estructura espacial de cada variable es necesario multiplicar los componentes espaciales y temporales de cada FEO en cualquier tiempo dado. El valor propio da la cantidad de variabilidad explicada por cada FEO. El análisis de FEOs se realizó por medio del análisis de descomposición del valor singular (Venables y Ripley 1994), previa eliminación de los promedios temporales de ambas variables. Para establecer el número de FEOs a descartar sin perder una cantidad significativa de variabilidad total, se utilizó una gráfica Scree (Harms y Winant 1998) y se guardaron los primeros cuatro FEOs de SLA y los primeros tres de CHL. Se aplicaron árboles de regresión a cada FEO y estructura media para separar las zonas con valores similares en el PTM. Los árboles de regresión dividen un juego de datos en nodos o ramas homogéneas hasta que ya no existen diferencias significativas o los datos en cada nodo terminal sean menores o iguales a 5 (Venables y Ripley 1994). Finalmente, se empleó la técnica de validación cruzada para guardar exclusivamente las zonas importantes de cada juego de datos. La validación cruzada proporciona un número mínimo de nodos terminales para el árbol de regresión sin incrementar significativamente su suma ponderada de cuadrados residuales (Venables y Ripley 1994).

Resultados y discusión

En promedio, el PTM estuvo dominado por SLAs negativas, con los valores más bajos en el ecuador, entre los 120°W y 150°W , y en el área sudoccidental frente a la Península de Baja California. Las SLAs positivas dominaron al sur de los 10°S ,

by space-time interpolations for the winter (December–May) and summer (June–November) months. Subsequently, a two-dimensional (longitude-latitude) median filtering was applied (using a 3-by-3 neighborhood) to eliminate any outliers that could be generated in the interpolation. Finally, to lessen the high contrast between coastal and oceanic CHL concentrations, a sliding-neighborhood operation was performed (using a 2-by-2 neighborhood).

After this, each data set (SLA and CHL) was interpolated into a 0.5° grid, with spatial limits set at 20°S – 30°N , 75°W – 150°W (fig. 1), using a local regression algorithm (Chambers and Hastie 1993). Data analyses were based on average fields, canonical correlations and empirical orthogonal functions. To perform correlations on same size matrices, monthly average SLA values were used.

Empirical orthogonal functions (EOFs) is a statistical tool frequently used to analyze the variability of one or more time series (Emery and Thomson 1988). To recreate the spatial structure of each variable, one must multiply the spatial and temporal components of each EOF at any given time. The eigenvalue gives the amount of explained variability by each EOF. The EOF analyses were performed by applying the singular value decomposition analysis (Venables and Ripley 1994). Temporal means of both variables were eliminated prior to this analysis. To establish the number of EOFs to discard without losing a significant amount of total variability, the Scree graph method was used (Harms and Winant 1998). Therefore, the first four SLA EOFs and the first three CHL EOFs were preserved. Regression trees were applied to each EOF and average field to separate zones with similar values in the MTP. Regression trees divide a data set into homogeneous nodes or branches until there are either no significant differences or the data in each terminal node are less or equal to 5 (Venables and Ripley 1994). Finally, a cross-validation technique was used to preserve only the significant zones of each

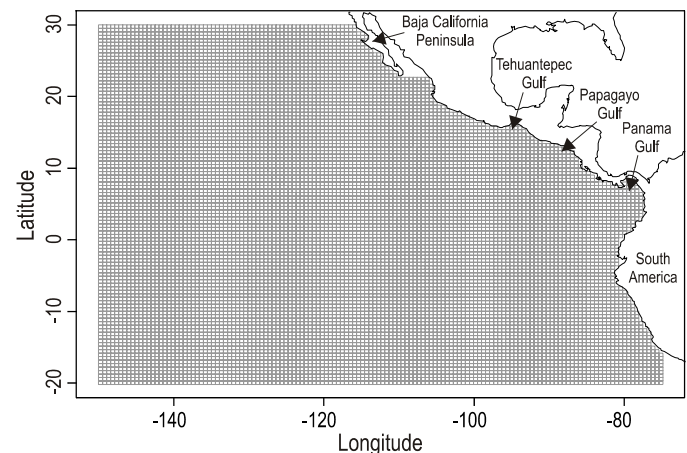


Figura 1. Área de estudio y cuadrícula de 0.5° utilizada para los datos de la anomalía del nivel del mar y de la clorofila a superficial.

Figure 1. Study area and 0.5° grid used for sea level anomaly and surface chlorophyll a data.

con valores máximos en los 140°W, 17°S y frente a las costas sudamericanas (fig. 2a). En la región ecuatorial la divergencia causada por los vientos alisios es la principal responsable de la depresión de la superficie del mar y las surgencias (Fiedler *et al.* 1991), ya que transporta agua superficial hacia afuera del ecuador y eleva agua subsuperficial, rica en nutrientes, como consecuencia del bombeo de Ekman (Knauss 1996). Estas surgencias son de las más fuertes que se dan en mar abierto (Fiedler *et al.* 1991). La estacionalidad de los vientos alisios cambia de vientos fuertes hacia el suroeste de diciembre a abril a vientos moderados hacia el noroeste y de julio a octubre (Wyrtki 1965, Tomczak y Godfrey 1994). La depresión del nivel del mar al suroeste de Baja California (fig. 2a, área VI) puede ser resultado de sistemas atmosféricos de baja presión asociados con huracanes y tormentas tropicales en esta región

data set. Cross-validation provides a minimum number of terminal nodes for a regression tree without significantly increasing its weighted residual sum of squares (Venables and Ripley 1994).

Results and discussion

On average, the MTP was dominated by negative SLAs, where the lowest values were found along the equator, between 120°W and 150°W, and in the southwestern area off the Baja California Peninsula. Positive SLAs dominated south of 10°S, with maximum values located at 140°W, 17°S and off the South American coast (fig. 2a). In the equatorial region, trade wind divergence is the primary agent of sea surface depression and upwelling (Fiedler *et al.* 1991), since it moves surface water off the equator and brings up subsurface, nutrient-rich water as a result of Ekman pumping (Knauss 1996). This upwelling is one of the strongest in the open sea (Fiedler *et al.* 1991). Trade wind seasonality shifts between strong south-westward winds from December to April to moderate north-westward winds from July to October (Wyrtki 1965, Tomczak and Godfrey 1994). The sea level depression southwest of Baja California (fig. 2a, area VI) could be the result of atmospheric low pressure systems associated with hurricanes and tropical storms in this area during boreal summer and fall. Cyclonic winds of an atmospheric low induce divergence (i.e., upwelling) coupled with geostrophic cyclonic circulation on the ocean's surface because of Ekman pumping (Knauss 1996); however, there was no CHL increase in this area (fig. 2b) that could be associated with this sea level depression. This might be explained by the presence of a deep thermocline or a strong stratification that hinders the injection of nutrients into the surface layer.

With SLA data it is possible to get a good idea about the thermocline and nutricline spatial structure, considering that in most parts of the ocean, the thermocline slopes opposite to the sea surface (Tomczak and Godfrey 1994, Wilson and Adamec 2002), and that the nutricline lies ~50 m above or below the thermocline, particularly in the tropics (Wilson and Adamec 2002). This is in agreement with the average structure of the CHL and SLA data, that is, an increase in equatorial CHL is promoted by a shoaling of the thermocline (fig. 2a–b). Away from the equator, the CHL and SLA mean structures differ: at 20°N, pigment values are approximately 0.37 mg m⁻³, whereas at 20°S these values are about 0.19 mg m⁻³, representing almost half the concentration found in the north, which suggests that the northern part is a more productive zone.

According to the inverse correlation reported between SLA and CHL (Wilson and Adamec 2001) and the situation of the thermocline and the nutricline in the tropics (Wilson and Adamec 2002), positive SLAs found south of 10°S (fig. 2a, area I) should correspond to an overall deepening of the thermocline and a reduction of nutrients in the surface layer. It is clear that the correlation only occurs in certain areas and that an inverse relationship occurs in others. At 140°W, 17°S the

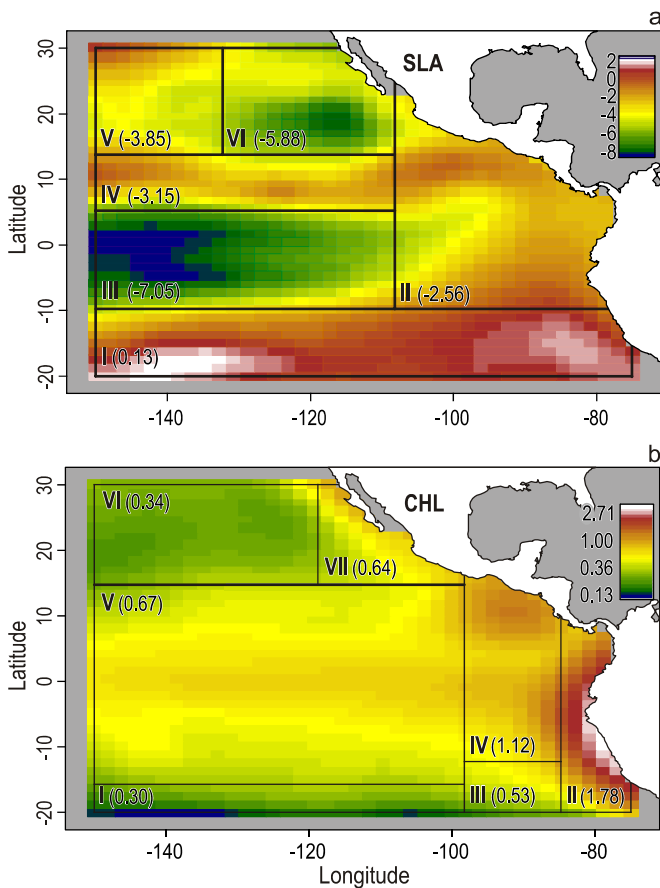


Figura 2. Estructuras promediadas de (a) la anomalía del nivel del mar (SLA) y (b) clorofila a superficial (CHL) para 1998–2001. Los números romanos indican las áreas obtenidas mediante los árboles de regresión. Los números arábigos son los valores de SLA (cm) y CHL (mg m⁻³) ajustados por los árboles de regresión para cada área. Para los datos de CHL se empleó la escala logarítmica.

Figure 2. Average fields of (a) sea level anomaly (SLA) and (b) surface chlorophyll a (CHL) for 1998–2001. Roman numerals indicate areas obtained by regression trees. Arabic numerals are SLA (cm) and CHL (mg m⁻³) values adjusted by regression trees for each area. Logarithmic scale was used for CHL data.

durante el verano y el otoño boreal. Los vientos ciclónicos de baja presión generan una divergencia (i.e., surgencia) acoplada a una circulación ciclónica geostrófica como resultado del bombeo de Ekman (Knauss 1996); sin embargo, no se observó ningún aumento en CHL en la zona (fig. 2b) que pudiera asociarse con esta depresión del nivel del mar. Esto podría ser explicado por la presencia de una termoclina profunda o por una fuerte estratificación que impide la inyección de nutrientes a la capa superficial.

Con datos de SLA es posible obtener una buena idea sobre la estructura espacial de la termoclina y la nutriclina, considerando que en la mayor parte del océano, la inclinación de la termoclina es opuesta a la de la superficie del mar (Tomczak y Godfrey 1994, Wilson y Adamec 2002) y la nutriclina se encuentra ~50 m encima o debajo de la termoclina, particularmente en el trópico (Wilson y Adamec 2002). Esto concuerda con la estructura media de los datos de CHL y SLA, es decir, una disminución de la profundidad de la termoclina genera un aumento de la CHL ecuatorial (fig. 2a–b). Lejos del ecuador, las estructuras promediadas de CHL y SLA difieren: a los 20°N los valores de los pigmentos son aproximadamente 0.37 mg m^{-3} , mientras que a los 20°S éstos son alrededor de 0.19 mg m^{-3} , lo que representa casi la mitad de la concentración observada en el norte, sugiriendo que la parte norte es una zona más productiva.

De acuerdo con la correlación inversa observada entre SLA y CHL (Wilson y Adamec 2001) y con la localización de la termoclina y la nutriclina en el trópico (Wilson y Adamec 2002), las SLAs positivas encontradas al sur de los 10°S (fig. 2a, área I) deben corresponder a una mayor profundidad de la termoclina y a una reducción de nutrientes en la capa superficial. Es obvio que la correlación sólo se presenta en ciertas zonas, mientras que en otras se da una relación inversa. A los 140°W, 17°S las mayores SLAs positivas se encontraron junto con las menores concentraciones de CHL (i.e., SLA positiva con CHL pobre), mientras que a los 85°W, 17°S las SLAs positivas se presentaron junto con las mayores concentraciones de CHL (i.e., SLA positiva con CHL rica) (fig. 2b, áreas I y II). Por tanto, el área I es ejemplo de una columna de agua donde la profundidad de la termoclina es controlada por variaciones en la superficie del océano, mientras que en la II, la profundidad de la termoclina es controlada por otros factores principales, esto es, por una surgencia fuerte y permanente asociada con la Corriente Perú-Chile, la cual también es responsable de las SLAs positivas observadas (Blanco *et al.* 2001).

Para la correlación entre SLA y CHL, los primeros seis coeficientes de correlación de las variables canónicas fueron significativos ($P < 0.05$). La estructura espacial combinada de estas seis variables canónicas mostró que las áreas con la correlación más fuerte fueron el ecuador (principalmente entre 145°W y 135°W), al suroeste del Golfo de Tehuantepec (98°W, 10°N) y a 134°W, 8°N (datos no mostrados).

El componente espacial de la primera FEO de CHL y SLA mostró una máxima variabilidad a los 10°N, desde la costa hasta los 150°W (figs. 3a, 4a). La primera FEO de SLA y CHL

largest positive SLAs occurred together with the lowest CHLs (i.e., positive SLA with poor CHL), whereas at 85°W, 17°S positive SLAs occurred associated with the highest CHLs (i.e., positive SLA with rich CHL) (fig. 2b, areas I and II). Therefore, the former area is an example of a water column where thermocline depth is controlled by variations on the ocean's surface, while the latter has another major force controlling thermocline depth, that is, the strong and permanent upwelling associated with the Peru-Chile Current, which is also responsible for the positive SLAs observed (Blanco *et al.* 2001).

For the SLA-CHL correlation, the first six correlation coefficients of the canonical variables were significant ($P < 0.05$). The combined spatial structure of these six canonical variables showed that the areas with the strongest correlation were the equator (mainly between 145°W and 135°W), southwest of the Gulf of Tehuantepec (98°W, 10°N) and at 134°W, 8°N (data not shown).

The first EOF's spatial component of CHL and SLA showed maximum variability at 10°N, from the coast to 150°W (figs. 3a, 4a). The first EOF of SLA and CHL accounted for 43% and 53%, respectively, of the total explained variability (table 1). From January to October 1998, there were positive SLAs for most of the MTP (fig. 3a–b), whereas there were low CHL concentrations from January 1998 to March 1999 (fig. 4a–b). Both episodes continued after the end of the 1997–1998 El Niño conditions. Negative SLAs occurred in most of the MTP during 1999, and virtually all CHL values were high after August of the same year. The years 2000 and 2001 show SLA inversions: negative to positive anomalies in April and positive to negative in September (fig. 3a–b).

The second SLA EOF showed two major areas of positive and negative variability: negative variability located southwest of the Gulf of Tehuantepec and positive variability at 140°W, 5°N (fig. 3c, areas III and VIII). The EOF variability in area III had a seasonal periodicity, with positive SLAs in winter and spring and negative SLAs in summer and autumn (fig. 3d). This EOF accounted for 22% of the total explained variability (table 1). The second CHL EOF explained 16% of the total variability, with three major areas of variability: two along the equator (140°W and 85°W) and one off the coast of Central America (fig. 4c). The most relevant feature in this EOF was an inversion in May followed by a peak in August 1998 (fig. 4d). This feature represents, for the equator, a change of 2.1 mg m^{-3} in CHL concentration during a three-month period. This coincides with the end of El Niño and the beginning of La Niña conditions, and is an example of the sensitivity of the equator to climatic change (Murtugudde *et al.* 1999).

The EOF's third spatial component for SLA also showed two major areas of positive and negative variability, both found at ~135°W, along the equator and at 8°N (fig. 3e). An abrupt shift in SLAs occurred in these areas from January to August 1998; along the equator the surface height decreased 34 cm and at 8°N the surface height increased 18 cm (fig. 3e–f). This shift coincides with changes associated with El Niño

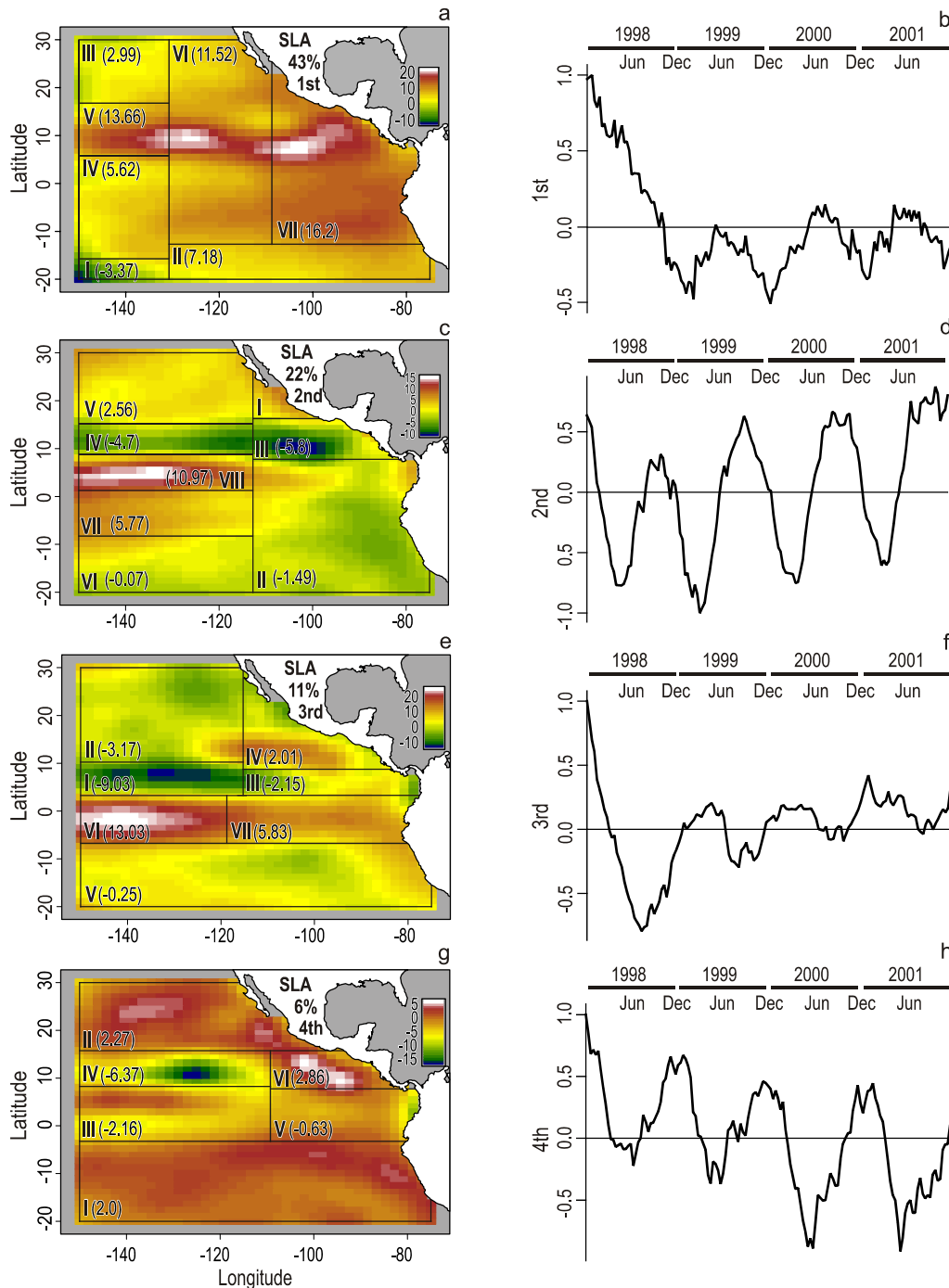


Figura 3. Funciones empíricas ortogonales para la anomalía del nivel del mar. (a, c, e y g) Componentes espaciales, mostrando el porcentaje de la variabilidad total explicada para cada una. (b, d, f y h) Componentes temporales. Los números romanos y arábigos indican las áreas determinadas por los árboles de regresión y la anomalía (cm) ajustada para cada una. El valor para el área I es 4.53 cm.

Figure 3. Empirical orthogonal functions for sea level anomaly. (a, c, e and g) Spatial components showing the percentage of total explained variability for each. (b, d, f and h) Temporal components. Roman and Arabic numerals indicate the areas determined by regression trees and the anomaly (cm) adjusted for each of them. The value for area I is 4.53 cm.

explica 43% y 53%, respectivamente, de la variabilidad total explicada (tabla 1). De enero a octubre de 1998, las SLAs fueron positivas para casi todo el PTM (fig. 3a–b), mientras que las concentraciones de CHL fueron bajas de enero de 1998 a marzo de 1999 (fig. 4a–b). Ambos episodios continuaron

conditions, and is similar to the change observed in the second CHL EOF (fig. 4d). From 1999 to 2001, SLA seasonality was reestablished, with inversions in July and October (fig. 3f).

The fourth SLA EOF showed its maximum and minimum spatial variability in a band parallel to the south Mexican coast

después de finalizar las condiciones de El Niño 1997–1998. Las SLAs fueron negativas para la mayor parte del PTM durante 1999 y casi todos los valores de CHL fueron altos después de agosto del mismo año. Los años 2000 y 2001 muestran inversiones de las SLAs: anomalías negativas a positivas en abril y positivas a negativas en septiembre (fig. 3a–b).

La segunda FEO de SLA mostró dos áreas principales de variabilidad positiva y negativa: la negativa se localizó al suroeste del Golfo de Tehuantepec y la positiva a los 140°W, 5°N (fig. 3c, áreas III y VIII). La variabilidad de la FEO en el área III tuvo una periodicidad estacional, con SLAs positivas en invierno y primavera y negativas en verano y otoño (fig. 3d). Esta FEO explicó 22% de la variancia total explicada (tabla 1). La segunda FEO de CHL explicó 16% de la variabilidad total, con tres principales áreas de variabilidad, dos a lo largo del ecuador (140°W y 85°W) y una en frente de las costas de Centroamérica (fig. 4c). El aspecto más relevante de esta FEO fue una inversión en mayo, seguida por un pico en agosto de 1998 (fig. 4d). Este aspecto representa, para el ecuador, un cambio de 2.1 mg m^{-3} en la concentración de CHL durante un periodo de tres meses. Esto coincide con el final de las condiciones de El Niño y el principio de las de La Niña, y es un ejemplo de la sensibilidad del ecuador a cambios climáticos (Murtugudde *et al.* 1999).

El componente espacial de la tercera FEO de SLA también mostró dos áreas principales de variabilidad positiva y negativa, ambas localizadas alrededor de los 135°W, a lo largo del ecuador y a los 8°N (fig. 3e). En estas áreas se detectó un cambio abrupto de SLAs de enero a agosto de 1998: a lo largo del ecuador la altura de la superficie disminuyó 34 cm, mientras que a los 8°N ésta aumentó 18 cm (fig. 3e–f). Este desplazamiento coincide con los cambios relacionados con las condiciones de El Niño y es similar al cambio observado en la segunda FEO de CHL (fig. 4d). De 1999 a 2001 se reestableció la estacionalidad de SLA, con inversiones en julio y octubre (fig. 3f).

La cuarta FEO de SLA mostró su variabilidad espacial máxima y mínima en una banda paralela a la costa del sur de México y a los 125°W, 10°N (fig. 3g, áreas VI y IV). Las SLAs fueron positivas cerca de la costa en otoño e invierno, mientras que mar adentro, a los 10°N, sucedió lo opuesto (fig. 3g–h). Estas SLAs positivas corresponden en espacio y tiempo al desarrollo de giros anticiclónicos en el área del Golfo de Tehuantepec (Hansen y Maul 1991, Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000). Asimismo, la mayoría de la variabilidad de la tercera FEO de CHL se observa en esta área (fig. 4e), con altas concentraciones de CHL en otoño e invierno, excepto durante 1998 cuando las condiciones de El Niño obstruyeron la señal de CHL (fig. 4f). Este comportamiento concuerda con el enriquecimiento de nutrientes reportado como consecuencia de la dinámica de los giros de mesoescala (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, González-Silvera *et al.* 2004). La contribución del Domo de Costa Rica (Fiedler 2002) y la Corriente Costera de Costa Rica (González-Silvera *et al.* 2004) a la variabilidad en esta región también es importante ya que el primero acerca la

and at 125°W, 10°N (fig. 3g, areas VI and IV). Positive SLAs occurred near the coast in autumn and winter, whereas the opposite occurred offshore at 10°N (fig. 3g–h). These positive SLAs correspond in space and time to the development of anti-cyclonic eddies in the Gulf of Tehuantepec area (Hansen and Maul 1991, Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000). Moreover, most of the variability of the third CHL EOF is located in this area (fig. 4e), with high CHL during autumn and winter, except in 1998 when El Niño conditions hindered the CHL signal (fig. 4f). The above behavior agrees with the reported nutrient enrichment as a result of mesoscale eddy dynamics (Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000, González-Silvera *et al.* 2004). The contribution of the Costa Rica Dome (Fiedler 2002) and the Costa Rica Coastal Current (González-Silvera *et al.* 2004) to the variability in this region is also important because the former brings the thermocline and nutrient-rich waters closer to the surface (15 m) and the latter affects the propagation of eddies originated in the Gulf of Papagayo.

The first two EOFs showed high CHL (upwelling) during winter and spring in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo (fig. 4a–d), whereas for the same months and region, the first EOF showed negative SLAs (cyclonic eddies) (fig. 3a–b) and the second EOF showed positive SLAs (anticyclonic eddies) (fig. 3c–d). This suggests that both cyclonic and anticyclonic eddies are responsible for increasing the nutrient content in the euphotic zone and that cyclonic eddies contribute more significantly to total variability given that their signal appeared in the first EOF. Thus, the occurrence of cyclonic eddies in the area has been underestimated (Hansen and Maul 1991, Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000). This was also discussed in a previous work (González-Silvera *et al.* 2004), where one to four cyclonic eddies were observed per anticyclonic eddy.

Cyclonic eddy dynamics lower the sea surface topography and raise the thermocline, allowing nutrient-rich water into the euphotic zone (McGillicuddy *et al.* 1998, González-Silvera *et al.* 2004). On the other hand, anticyclonic eddies promote a flux of subsurface nutrient-rich water into the mixed layer primarily at its border. This flux increases as the eddy ages,

Tabla 1. Porcentaje de la variabilidad total explicada por las funciones empíricas ortogonales (EOFs) de la anomalía del nivel del mar (SLA) y la clorofila a superficial (CHL).

Table 1. Percentage of total explained variability by the empirical orthogonal functions (EOFs) of sea level anomaly (SLA) and surface chlorophyll a (CHL).

EOFs	SLA		CHL	
	Individual %	Cumulative %	Individual %	Cumulative %
1st	43.36	43.36	53.45	53.45
2nd	22.00	65.36	15.74	69.19
3rd	11.37	76.73	8.49	77.68
4th	5.97	82.70	---	77.68

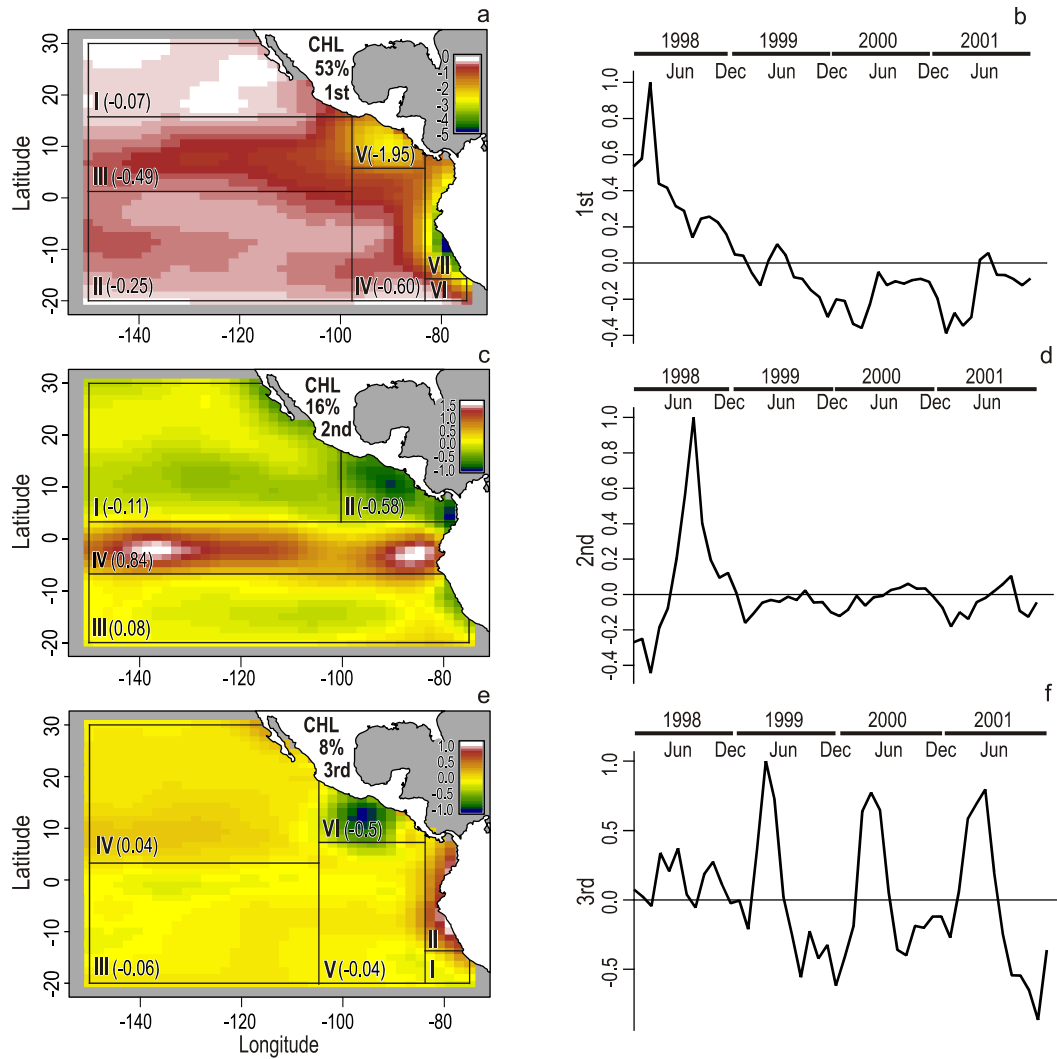


Figura 4. Funciones empíricas ortogonales para la clorofila a superficial. (a, c y e) Componentes espaciales mostrando el porcentaje de la variabilidad total explicada para cada una. (b, d y f) Componentes temporales. Los números romanos y arábigos indican las áreas determinadas por los árboles de regresión y la concentración de clorofila a (mg m^{-3}) ajustada para cada una. Los valores para las áreas I, II, VI y VII son -0.03 , 0.5 , -0.74 y -2.35 mg m^{-3} , respectivamente.

Figure 4. Empirical orthogonal functions for surface chlorophyll a. (a, c and e) Spatial components showing the percentage of total explained variability for each. (b, d and f) Temporal components. Roman numerals indicate the areas determined by regression trees and the chlorophyll a concentration (mg m^{-3}) adjusted for each of them. The values for areas I, II, VI and VII are -0.03 , 0.5 , -0.74 and -2.35 mg m^{-3} , respectively.

termoclina y las aguas ricas en nutrientes a la superficie (15 m) y la segunda afecta la propagación de giros que se originan en el Golfo de Papagayo.

Las primeras dos FEOs mostraron altas concentraciones de CHL (surgencia) durante invierno y primavera en los golfos de Tehuantepec y Papagayo (fig. 4a–d), mientras que para los mismos meses y la misma región, la primera FEO presentó SLAs negativas (giros ciclónicos) (fig. 3a–b) y la segunda FEO mostró SLAs positivas (giros anticiclónicos) (fig. 3c–d). Esto sugiere que tanto los giros ciclónicos como los anticiclónicos son responsables del incremento en el contenido de nutrientes en la zona eufótica y que los primeros contribuyen de forma más significativa a la variabilidad total ya que su señal

because the lowered thermocline progressively returns to its former depth, reducing the volume of the eddy (Franks *et al.* 1986). Cyclonic and anticyclonic eddies transport nutrients and plankton from the coast to the open sea and significantly contribute to the primary production of the otherwise oligotrophic waters (Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000, González-Silvera *et al.* 2004). In fact, it has been stated that eddies can travel distances up to 1500 km offshore (Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000). Our study shows that the eddy variability signal may reach as far as 150°W (ca. 5000 km offshore) (fig. 3a, c).

Cushman-Roisin *et al.* (1990) report that the westward propagation of eddies is explained by the balance of two

apareció en la primera FEO. Por tanto, la presencia de giros ciclónicos en el área ha sido subestimada (Hansen y Maul 1991, Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000). Esto ya ha sido discutido en un trabajo previo (González-Silvera *et al.* 2004), en el cual se observaron de uno a cuatro giros ciclónicos por cada giro anticiclónico.

La dinámica de los giros ciclónicos reduce la topografía de la superficie del mar y eleva la termoclina, permitiendo la entrada de agua rica en nutrientes a la zona eufótica (McGillicuddy *et al.* 1998, González-Silvera *et al.* 2004). Por otro lado, los giros anticiclónicos promueven un flujo de agua subsuperficial rica en nutrientes a la capa de mezcla, principalmente en su límite. Este flujo aumenta conforme el giro envejece, ya que la termoclina deprimida regresa a su profundidad previa, disminuyendo el volumen del giro (Franks *et al.* 1986). Los giros ciclónicos y anticiclónicos transportan nutrientes y plancton de la costa hacia mar adentro y contribuyen significativamente a la producción primaria de las aguas que de otra forma serían oligotróficas (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, González-Silvera *et al.* 2004). De hecho, se ha afirmado que los giros pueden viajar hasta distancias de 1500 km desde la costa (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000). Nuestro estudio muestra que la señal de variabilidad de los giros puede llegar hasta los 150°W (ca. 5000 km de la costa) (fig. 3a, c).

Según Cushman-Roisin *et al.* (1990), la propagación de los giros hacia el oeste puede ser explicada por el equilibrio de dos componentes. (1) La falta de equilibrio del parámetro de Coriolis dentro del giro. Un giro ciclónico genera una divergencia del agua del lado oeste y una convergencia del agua del lado este, lo que hace que la termoclina debajo se incline hacia abajo y hacia el este, dándole al giro una componente hacia el este. Para un giro anticiclónico ocurre lo contrario, o sea, convergencia del agua del lado oeste y divergencia del agua del lado este, lo que provoca que la termoclina se incline hacia abajo y hacia el oeste, dándole al giro una componente hacia el oeste. (2) La reacción del agua alrededor del giro. Según se traslada el giro (hacia el este u oeste), el agua que lo rodea es desplazada hacia el norte y sur de su posición anterior, adquiriendo así una vorticidad relativa. El agua desplazada hacia el norte adquiere una vorticidad negativa (en el sentido de las manecillas del reloj), mientras que la desplazada hacia el sur adquiere una vorticidad positiva (en contra del sentido de las manecillas del reloj). Estas masas de agua desplazadas le confieren al giro una componente hacia el oeste. Por tanto, la propagación neta de un giro es dada por la suma de ambas componentes pero, en vista de que la segunda es siempre mayor que la primera, los giros ciclónicos y anticiclónicos tienen una propagación neta hacia el oeste. En el hemisferio sur, los giros también presentan una propagación neta hacia el oeste. Esto es coherente considerando que el parámetro de Coriolis es de signo opuesto y que la rotación de los giros ciclónicos (en sentido de las manecillas del reloj) y anticiclónicos (en contra de las manecillas del reloj) también lo es.

components. (1) Imbalance of the Coriolis parameter inside the eddy. A cyclonic eddy generates water divergence on its west flank and water convergence on its east flank, causing the thermocline below to slope downward to the east and giving the eddy an eastward component. The opposite occurs for an anticyclonic eddy, that is, water convergence on its west flank and water divergence on its east flank, which causes the thermocline to slope downward to the west and gives the eddy a westward component. (2) Reaction of water surrounding the eddy. As an eddy propagates (eastward or westward), the water surrounding it is displaced northward and southward from its previous position, thus acquiring relative vorticity. Water displaced northward acquires negative (clockwise) vorticity and water displaced southward acquires positive (counterclockwise) vorticity. These displaced water masses give the eddy a westward component. Consequently, the net propagation of an eddy is given by the sum of both components but because the latter is always greater than the former, cyclonic and anticyclonic eddies have a net westward propagation. In the southern hemisphere, eddies also have a net westward propagation; this is coherent considering that the Coriolis parameter is of opposite sign and that the rotation of cyclonic (clockwise) and anticyclonic (counterclockwise) eddies is opposite too.

Eddies from the MTP have the same amount of potential energy and even more kinetic energy than those formed in the Gulf Stream (Hansen and Maul 1991). This could be one of the main reasons why tropical Pacific eddies are able to travel such long distances and have lifetimes as long as nine months (Giese *et al.* 1994). Eddy advection caused by the North Equatorial Current should also be considered, along with the fact that the North Equatorial Countercurrent is weak during winter and spring (Wyrtki 1965). Another hypothesis is that the formation and intensification of the North Equatorial Countercurrent is related to eddy destruction (Giese *et al.* 1994), and yet another hypothesis explains eddy formation as a consequence of the northward turning of the North Equatorial Countercurrent as it approaches the coast (Hansen and Maul 1991). This last scenario seems unlikely because, as we already mentioned, this current is practically absent when most eddies are generated.

The second strongest signal in the EOF analysis is along the equator (third SLA and second CHL EOFs; figs. 3e, 4c) and has two distinct patterns. The first, in 1998, is associated with El Niño conditions, and the second, during 1999–2001, is linked to negative SLAs associated with high CHL values (figs. 3e–f, 4c–d). The limit between areas VII and VIII (fig. 3c) and areas I and VI (fig. 3e) denotes a high variability zone because this is where the South Equatorial Current and the North Equatorial Countercurrent meet. Instability waves form here (Giese *et al.* 1994) as a result of lateral shear between the South Equatorial Current, the North Equatorial Countercurrent, the Equatorial Undercurrent and density gradients between cold equatorial water and warm water from the north (Pezzi *et al.* 2004).

Los giros del PTM poseen la misma cantidad de energía potencial y aún más energía cinética que los que se forman en la Corriente del Golfo (Hansen y Maul 1991). Esto podría ser una de las razones principales por las que los giros del Pacífico tropical son capaces de viajar distancias tan largas y durar hasta nueve meses (Giese *et al.* 1994). La advección de giros causada por la Corriente Ecuatorial del Norte también debería de considerarse, junto con el hecho de que la Contracorriente Ecuatorial del Norte es débil durante invierno y primavera (Wyrski 1965). Otra hipótesis es que la formación e intensificación de la Contracorriente Ecuatorial del Norte está relacionada con la destrucción de giros (Giese *et al.* 1994), y aún otra hipótesis explica la formación de giros como resultado del desvío hacia el norte de la Contracorriente Ecuatorial del Norte al aproximarse a la costa (Hansen y Maul 1991). Esta última hipótesis parece improbable, puesto que, como ya se mencionó, esta corriente casi no está presente cuando se forman la mayoría de los giros.

La segunda señal más fuerte en el análisis de las FEOs se observa a lo largo del ecuador (tercera FEO de SLA y segunda de CHL; figs. 3e, 4c) y muestra dos patrones claros. El primero, en 1998, está asociado con las condiciones de El Niño, y el segundo, de 1999 a 2001, está relacionado con las SLAs negativas asociadas con los valores altos de CHL (figs. 3e–f, 4c–d). El límite entre las áreas VII y VIII (fig. 3c) y las áreas I y VI (fig. 3e) indica una zona de alta variabilidad, ya que es donde se encuentran la Corriente Ecuatorial del Sur y la Contracorriente Ecuatorial del Norte. Aquí se generan ondas de inestabilidad (Giese *et al.* 1994) por el corte lateral entre la Corriente Ecuatorial del Sur, la Contracorriente Ecuatorial del Norte, la Subcorriente Ecuatorial y los gradientes de densidad entre las aguas frías ecuatoriales y las aguas templadas del norte (Pezzi *et al.* 2004).

La profundidad de la termoclina y la estratificación son dos de los factores físicos más importantes del PTM (Emery *et al.* 1984), y su interacción hace aún más compleja la asociación entre SLA y CHL. Por ejemplo, la presencia de un giro en una columna de agua fuertemente estratificada puede generar una surgencia de agua no necesariamente de la termoclina sino de la parte inferior o intermedia de la capa de mezcla (i.e., agua pobre en nutrientes). Este fenómeno puede incrementarse si la termoclina está más profunda que lo normal.

En resumen, este estudio muestra que la relación entre SLA y CHL tiene una variabilidad espacial significativa especialmente en cuatro regiones principales: (1) a lo largo del ecuador, donde las altas concentraciones de CHL (surgencia) son generadas por las SLAs negativas; (2) frente a las costas de Sudamérica, donde las SLAs positivas asociadas con la Corriente Perú-Chile generan una fuerte surgencia; (3) a los 140°W, 17°S, donde las SLAs positivas están asociadas con la menor concentración de CHL observada para el PTM; y (4) en los golfos de Tehuantepec y Papagayo, donde las SLAs positivas (giros anticiclónicos) y negativas (giros ciclónicos) incrementan las concentraciones de CHL. Asimismo, en la

Thermocline depth and stratification are two of the most important physical factors in the MTP (Emery *et al.* 1984) and their interaction makes the SLA-CHL association even more complex. For example, the presence of an eddy in a strongly stratified water column can cause upwelling of water not necessarily from the thermocline but from the lower or intermediate part of the mixed layer (i.e., water poor in nutrients). The aforementioned phenomenon may be increased if the thermocline is deeper than usual.

In summary, our study shows that the coupling between SLA and CHL has significant spatial variability especially in four major regions: (1) along the equator, where high CHL (upwelling) is promoted by negative SLAs; (2) off the South American coast, where positive SLAs associated with the Peru-Chile Current promote intense upwelling; (3) at 140°W, 17°S, where positive SLAs are associated with the lowest CHL observed for the MTP; and (4) in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo, where positive (anticyclonic eddies) and negative (cyclonic eddies) SLAs promote CHL increases. Moreover, in the Tehuantepec and Papagayo region, SLA variability associated with mesoscale cyclonic eddies was greater than that of anticyclonic eddies, contrary to that commonly accepted. Therefore, they must play an important role in the primary production of the MTP.

Acknowledgements

We thank CONACYT for supporting this work, through the project “Mesoscale variability in tuna captures: coupling of biophysical oceanographical processes” (No. 35214T); JPL-PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>) for providing the altimetry data; NASA-GSFC (<http://daac.gsfc.nasa.gov>) for providing the SeaWiFS images; L Enríquez-Paredes for his valuable corrections; and A Cortés for the English translation.

región de Tehuantepec y Papagayo, la variabilidad asociada con los giros ciclónicos de mesoescala fue mayor que la de los giros anticiclónicos, contrario a lo comúnmente aceptado, lo que indica que éstos deben jugar un papel importante en la producción primaria del PTM.

Agradecimientos

Agradecemos el apoyo recibido de CONACYT a través del proyecto “Variabilidad de mesoescala en las capturas de atún: acoplamiento de procesos oceanográficos y bio-físicos” (No. 35214T). Los datos de altimetría fueron proporcionados por JPL-PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>) y las imágenes de SeaWiFS fueron proporcionadas por NASA-GSFC (<http://daac.gsfc.nasa.gov>). Agradecemos a L Enríquez-Paredes sus correcciones valiosas y a A Cortés la traducción al inglés.

Traducido al español por Christine Harris.

Referencias

- Blanco JL, Thomas AC, Carr M-E, Strub PT. 2001. Seasonal climatology of hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile. *J. Geophys. Res.* 106(C6): 11451–11467.
- Chambers JM, Hastie TJ (eds.). 1993. Statistical models in S. Computer Science Series. Chapman & Hall, pp. 309–373.
- Cushman-Roisin B, Chassignet EP, Tang B. 1990. Westward motion of mesoscale eddies. *J. Phys. Oceanogr.* 20: 758–768.
- Emery WJ, Thomson RE. 1988. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Pergamon Press, 634 pp.
- Emery WJ, Lee WG, Magaard L. 1984. Geographic and seasonal distributions of Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 14: 294–317.
- Fiedler PC. 2002. The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep-Sea Res., Part I*, 49: 321–338.
- Fiedler PC, Philbrick V, Chávez FP. 1991. Oceanic upwelling and productivity in the eastern tropical Pacific. *Limnol. Oceanogr.* 36(8): 1834–1850.
- Franks PJS, Wroblewski JS, Flierl GR. 1986. Prediction of phytoplankton growth in response to the frictional decay of a warm-core ring. *J. Geophys. Res.* 91(C6): 7603–7610.
- Giese BS, Carton JA, Holl LJ. 1994. Sea level variability in the eastern tropical Pacific as observed by TOPEX and the Tropical Ocean-Global Atmosphere Tropical Atmosphere-Ocean experiment. *J. Geophys. Res.* 99(C12): 24739–24748.
- González-Silvera A, Santamaría-del-Ángel E, Millán-Núñez R, Manzo-Monroy H. 2004. Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep-Sea Res., Part II*, 51(6–9): 587–600.
- Hansen DV, Maul GA. 1991. Anticyclonic current rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 96(C4): 6965–6979.
- Harms S, Winant CD. 1998. Characteristic patterns of the circulation in the Santa Barbara Channel. *J. Geophys. Res.* 103(C2): 3041–3065.
- Knauss JA. 1996. Introduction to Physical Oceanography. 2nd ed. Prentice Hall, New Jersey, 309 pp.
- Manzo-Monroy HG. 2000. Distribution of the tuna fishing fleet associated to eddies and Rossby waves at 10°N in the eastern Pacific Ocean. In: Färber-Lorda J (ed.), *Oceanography of the Eastern Pacific*. CICESE, Mexico, pp. 66–71.
- McCreary Jr JP, Lee HS, Enfield DB. 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: with application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. Mar. Res.* 47: 81–109.
- McGillicuddy Jr DJ, Robinson AR, Siegel DA, Jannasch HW, Johnson R, Dickey TD, McNeil J, Michaels AF, Knap AH. 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature* 394: 263–265.
- Müller-Karger FE, Fuentes-Yaco C. 2000. Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 105(C1): 1271–1284.
- Murtugudde RG, Signorini SR, Christian JR, Busalacchi AJ, McClain CR, Picaud J. 1999. Ocean color variability of the tropical Indo-Pacific basin observed by SeaWiFS during 1997–1998. *J. Geophys. Res.* 104(C8): 18351–18366.
- O'Reilly JE and 24 coauthors. 2000. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses. Part 3. NASA Technical Memorandum. 2000-206892. Hooker SB, Firestone ER (eds.). NASA Goddard Space Flight Center. Vol. XI. 49 pp.
- Oschlies A, Garçon V. 1998. Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the north Atlantic Ocean. *Nature* 394: 266–269.
- Pezzi LP, Vialard J, Richards KJ, Menkes C, Anderson D. 2004. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. *Geophys. Res. Lett.* 31: L16306.
- Robinson MK, Bauer RA. 1971. Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperature and depth of the top of the thermocline, north Pacific Ocean. Fleet Numerical Weather Central, Monterey, CA, 96 pp.
- Tomczak M, Godfrey JS. 1994. Regional Oceanography: An Introduction. Pergamon, 422 pp.
- Venables WN, Ripley BD. 1994. Modern applied statistics with S-Plus. Statistics and Computing. Springer-Verlag, New York.
- Wilson C, Adamec D. 2001. Correlations between surface chlorophyll and sea surface height in the tropical Pacific during the 1997/1999 El Niño-Southern Oscillation event. *J. Geophys. Res.* 106(C12): 31175–31188.
- Wilson C, Adamec D. 2002. A global view of bio-physical coupling from SeaWiFS and TOPEX satellite data, 1997–2001. *Geophys. Res. Lett.* 29(8): 14063.
- Wyrtki K. 1965. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Inter-Am. Trop. Tuna Comm.* IX(5): 279–304.

*Recibido en octubre de 2005;
aceptado en mayo de 2006.*