

Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific

Modelación numérica de la hidrografía y circulación estacional y de mesoescala en el Pacífico central mexicano

DA Pantoja, SG Marinone*, A Parés-Sierra, F Gómez-Valdivia

Departamento de Oceanografía Física, CICESE, Km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, Baja California 228060, México.

* Corresponding author. E-mail: marinone@cicese.mx

ABSTRACT. Based on results from a ROMS numerical model, the dynamics of the Mexican Central Pacific was studied during three years (2003–2005). The model reproduces the mean and seasonal variability of sea surface temperature, as well as mesoscale eddies and meanders from satellite observations. The model adequately represents the main currents in the region: California Current, Mexican Coastal Current, and Gulf of California currents. The Gulf of California currents are linked to the intensification of the Mexican Coastal Current and interact in such a way that the lateral shear generates eddies at the entrance to the Gulf of California. The mesoscale eddies were found to have a depth of ~200 m. The eddies generated in the area (internal Rossby radius of deformation, $R_d = 40$ km) had a diameter L of ~300 km, an orbital speed of 20–30 cm s^{-1} , and a westward translation speed of ~4 cm s^{-1} . Eddies are considered from intermediate to big ($L \approx 7.5 R_d$, $R_o \ll 1$), show geostrophic dynamics, and present a westward drift due to Coriolis variation with latitude (beta effect). The size of the eddies seems to be related to the weakening of the meridional component of wind stress during the North American monsoon.

Key words: ROMS, Mexican Central Pacific, Mexican Coastal Current, eddies.

RESUMEN. Con base en resultados del modelo numérico ROMS, se estudió la dinámica en el Pacífico central mexicano durante tres años (2003–2005). El modelo reproduce tanto la variabilidad media y estacional de la temperatura superficial del mar como los remolinos y filamentos de mesoescala observados por medio de satélites. Además, el modelo representa adecuadamente las principales corrientes de la región: la corriente de California, la corriente costera mexicana y las corrientes del golfo de California. Las corrientes del golfo de California están ligadas a la intensificación de la corriente costera mexicana e interactúan de tal forma que el corte lateral entre éstas dos da lugar a la generación de remolinos en la entrada al golfo. Se encontró que los remolinos son de mesoescala con profundidades de ~200 m. Los remolinos generados en la zona (radio interno de deformación de Rossby, $R_d = 40$ km) presentaron un diámetro L de ~300 km, una velocidad orbital de 20–30 cm s^{-1} y se desplazaron hacia el oeste con velocidades de traslación de ~4 cm s^{-1} . Los remolinos se consideran de intermedios a grandes ($L \approx 7.5 R_d$, $R_o \ll 1$), muestran una dinámica geostrofica y presentan un desplazamiento hacia el oeste debido al efecto beta de la variación del parámetro de Coriolis. El tamaño de los remolinos parece estar relacionado con el debilitamiento de la componente meridional del esfuerzo del viento durante el monzón norteamericano.

Palabras clave: ROMS, Pacífico central mexicano, corriente costera mexicana, remolinos.

INTRODUCTION

In this study, the Mexican Central Pacific (MCP) is considered the area around the entrance to the Gulf of California, comprised between 15° N (south of Cabo Corrientes) and 25° N (north of Cabo San Lucas) and between the Mexican coast and ~115° W (fig. 1). It is located among three of the most studied systems of the eastern Pacific: the California Current System, the Eastern Tropical Pacific, and the Gulf of California. The California Current System constitutes the eastern branch of the North Pacific subtropical gyre flowing along the coast of North America down to the Baja California Peninsula (Badan 1997). The Eastern Tropical Pacific is the area exposed to the trans-isthmian wind jets on the southwestern coast of Mexico, where

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se considera al Pacífico central mexicano (PCM) como la zona alrededor de la entrada al golfo de California, comprendida entre 15° N (al sur de cabo Corrientes) y 25° N (al norte de cabo San Lucas) y desde la costa mexicana hasta los ~115° W (fig. 1). El PCM se encuentra entre tres de los sistemas oceánicos más estudiados del Pacífico oriental: el Sistema de la Corriente de California, el Sistema del Pacífico Tropical del Este y el golfo de California. El Sistema de la Corriente de California es la ramificación oriental del gran giro subtropical del Pacífico Norte que fluye por las costas norteamericanas y llega hasta la península de Baja California (Badan 1997). El Sistema del Pacífico Tropical del Este es la zona donde se genera la

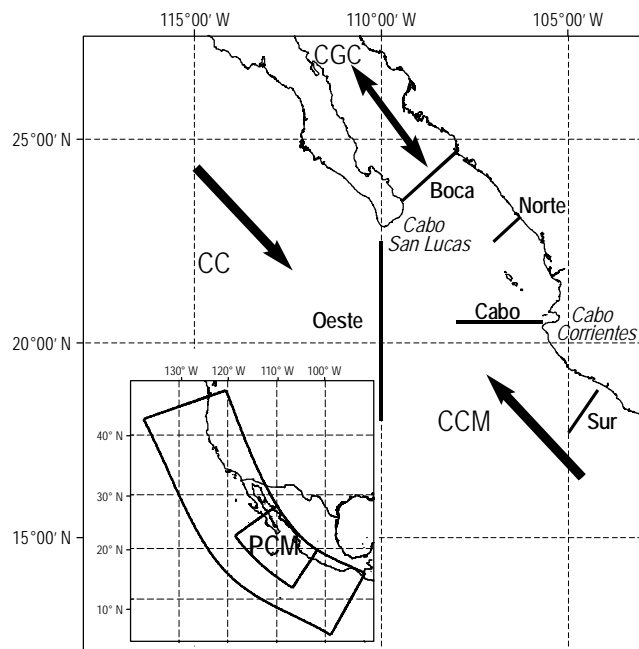


Figure 1. Mexican Central Pacific (PCM). The arrows indicate the main currents in the region: CC, California Current; CGC, Gulf of California currents; and CCM, Mexican Coastal Current. The solid lines indicate the transects *Oeste*, *Boca*, *Norte*, *Cabo*, and *Sur*. Inset: position of the PCM relative to the model grid.

Figura 1. Pacífico Central Mexicano (PCM). Las flechas representan las principales corrientes en la región: CC, corriente de California; CGC, corrientes del golfo de California; y CCM, corriente costera mexicana. Las líneas sólidas son transectos etiquetados como *Oeste*, *Boca*, *Norte*, *Cabo* y *Sur*. Recuadro: posición del PCM respecto a la malla del modelo.

a pool of warm water is generated (Kessler 2006, Trasviña *et al.* 1999, Willett *et al.* 2006). The Gulf of California is a marginal sea between mainland Mexico and the Baja California Peninsula, where the general circulation is governed by the processes occurring at the entrance to the gulf (Marinone 2003); it is also considered an evaporative basin with salinities above 34.9 (Lavín and Marinone 2003).

In the MCP, northwesterly winds prevail during most of the year (fig. 2a) and are steered into the area by the continental topography. These winds produce Ekman transport that maintains a shallow thermocline on the coast of Mexico and some upwelling areas along the coast of North America (fig. 2a) (Fiedler and Talley 2006). In summer, the meridional component of wind stress weakens at the entrance to the Gulf of California, and can even change direction completely during the North American monsoon (Lavín *et al.* 2009).

On average, the wind stress curl in this region presents a band of positive vorticity on the coast of Mexico, which according to the Sverdrup balance generates a poleward current known as the Mexican Coastal Current (MCC, fig. 2b). The MCC extends from the Gulf of Tehuantepec to the entrance to the Gulf of California, it is intensified by the

alberca de agua cálida y soplan los vientos transísmicos de las costas suroeste de México (Kessler 2006, Trasviña *et al.* 1999, Willett *et al.* 2006). El golfo de California es un mar marginal entre la parte principal de México y la península de Baja California, donde la circulación general está dada principalmente por lo que ocurre en la entrada al golfo (Marinone 2003); además, se considera como una cuenca evaporativa que presenta salinidades mayores que 34.9 (Lavín y Marinone 2003).

Los vientos en el PCM son principalmente del noroeste durante gran parte del año (fig. 2a), y llegan a esa zona por el direccionamiento topográfico del continente. Estos vientos producen un transporte de Ekman que mantiene una termocline somera sobre las costas de México y algunas zonas de surgencias a lo largo de la costa norteamericana (fig. 2a) (Fiedler y Talley 2006). Durante el verano, la componente meridional del esfuerzo del viento se debilita en la entrada al golfo de California, e incluso llega a cambiar de dirección por completo durante el monzón norteamericano (Lavín *et al.* 2009).

En promedio, el rotacional del esfuerzo del viento en esta región presenta una franja de vorticidad positiva sobre las costas de México, lo que de acuerdo con el balance de Sverdrup genera una corriente con dirección hacia el polo conocida como la corriente costera mexicana (CCM, fig. 2b). La CCM abarca desde el golfo de Tehuantepec hasta la entrada al golfo de California, se intensifica por la influencia de ondas ecuatoriales y costeras de Kelvin y es más fuerte durante los años El Niño (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007).

El PCM es una zona de convergencia donde se unen aguas de origen subártico acarreadas por ramificaciones de la corriente de California, aguas superficiales ecuatoriales traídas por la CCM y aguas con alta salinidad generadas en el golfo de California. La confluencia superficial de estas masas de agua convierte al PCM en una región compleja, una zona de generación de remolinos y filamentos de mesoescala. Estas estructuras de mesoescala han sido evidenciadas mediante el uso de satélites y se ha sugerido que funcionan como un mecanismo de transporte de aguas de la corriente de California hacia las costas mexicanas (Lavín *et al.* 2006, 2009).

Zamudio *et al.* (2007) registraron por primera vez la generación de remolinos en la zona. Estos autores mencionan que la formación de los remolinos es debida a la intensificación de la CCM y a su separación de la costa en cabo Corrientes. En el presente trabajo, se propone que el corte lateral entre la CCM y la corriente del golfo de California que fluye hacia el sur es otro mecanismo importante en la generación de remolinos, que está presente durante todo el año y que cuya intensidad regula el tamaño de los remolinos. El objetivo de este trabajo es, por medio de un modelo numérico, presentar una descripción estacional y de mesoescala de los campos termohalinos, la circulación y la generación y propagación de remolinos en el PCM.

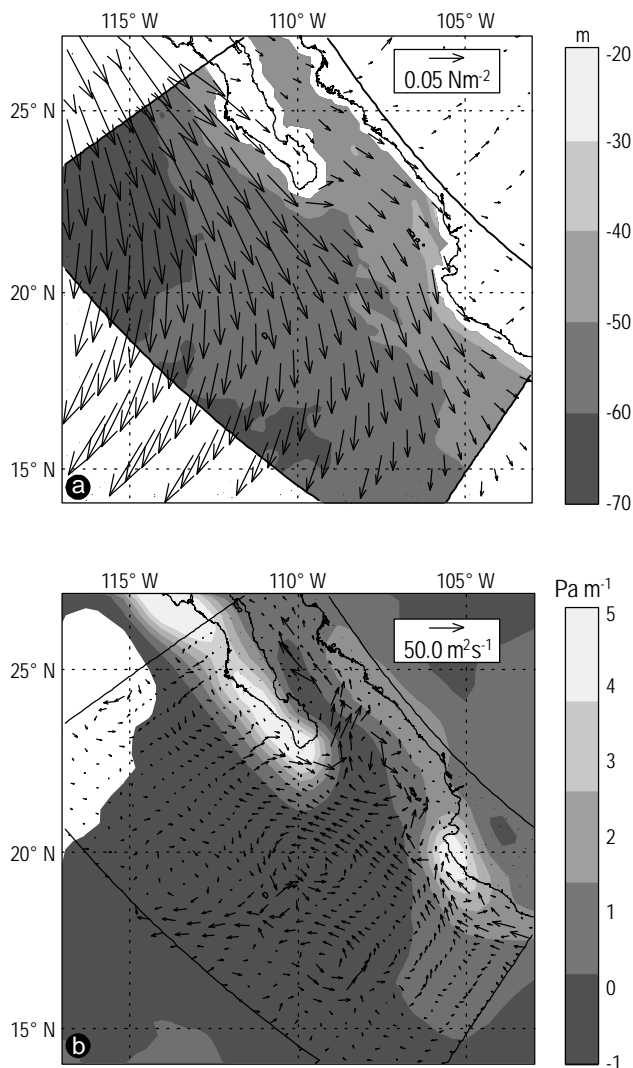


Figure 2. (a) Annual mean wind stress (vectors) and mean thermocline depth (grey scale, m). (b) Annual mean wind stress curl (grey scale, Pa m^{-1}) and average vertically-integrated velocity to 1000 m depth (vectors). Thermocline depth and integrated velocity correspond to the model results and wind to NARR (North American Regional Reanalysis, available at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). One of every four vectors is shown.

Figura 2. (a) Promedio anual del esfuerzo del viento (vectores) y profundidad media de la termoclina (escala en grises, m). (b) Media anual del rotacional del esfuerzo del viento (escala en grises, Pa m^{-1}) y promedio de velocidades integradas en la vertical hasta 1000 m de profundidad (vectores). La profundidad de la termoclina y la velocidad integrada corresponden a resultados modelo, y el viento, a NARR (North American Regional Reanalysis, disponibles en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). Se muestra un vector de cada cuatro.

influence of equatorial/coastal Kelvin waves, and is stronger during El Niño years (Lavín *et al.* 2006, Zamudio *et al.* 2007).

The MCP is a convergence zone where waters of subarctic origin transported by branches of the California Current,

MODELO Y VALIDACIÓN

Modelo

Se utilizó el modelo numérico ROMS (Regional Ocean Modeling System, por sus siglas en inglés). El modelo resuelve ecuaciones primitivas con superficie libre, temperatura potencial, salinidad y una ecuación de estado, bajo la aproximación de Boussinesq. Se utilizan coordenadas sigma sobre una malla tipo Arakawa-C (Shchepetkin y McWilliams 2005). La aplicación del modelo ROMS consistió en un esquema de 20 niveles con mayor resolución en la superficie. La batimetría fue extraída de la base de datos ETOPO2 (Smith y Sandwell 1997). El modelo se forzó con vientos y flujos en la superficie obtenidos mensualmente de NARR (North American Regional Reanalysis, disponibles en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). Los campos de temperatura y salinidad para las condiciones de frontera se obtuvieron del reanálisis del modelo de circulación global SODA (Sample Ocean Data Assimilations, disponible en <http://www.atmos.umd.edu/~ocean/>). La extensión geográfica abarca desde $\sim 4\text{--}47^\circ \text{N}$ hasta $\sim 90\text{--}135^\circ \text{W}$, en forma de arco (fig. 1). Los resultados presentados corresponden al subdominio entre $\sim 14\text{--}26^\circ \text{N}$ y $\sim 104\text{--}115^\circ \text{W}$, que define al PCM. El modelo se corrió por varios años hasta alcanzar estabilidad, y los resultados para los años 2003–2005 se presentan y se comparan con investigaciones documentadas para la región.

Validación

La validación del modelo consistió principalmente en reproducir las características de la CCM. Durante 2003–2005 se realizaron varias campañas oceanográficas con el fin de estudiar la CCM (Lavín *et al.* 2006, 2009). Para junio de 2003 y 2005, Lavín *et al.* (2006) registraron que la CCM transporta hacia el polo entre 2.5 y 4.0 Sv (para los tres transectos similares a los de la figura 1: *Sur*, *Cabo* y *Norte*; 1 Sv = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), con una anchura de 90–180 km, una profundidad de 250–400 m y velocidades entre 15 y 30 cm s^{-1} . Para junio de 2004, Lavín *et al.* (2009) documentaron que en la boca del golfo de California se transportan ~ 8 Sv hasta una profundidad de 1000 m.

Las características de la CCM obtenidas mediante los resultados del modelo se muestran en la figura 3 para el transecto *Cabo* durante el verano de 2003 y de 2005. Considerando la isolínea de 10 cm s^{-1} como límite de la CCM, se observa que ésta está bien definida por el modelo: tiene una anchura promedio de 150 km, velocidades que alcanzan los 50 cm s^{-1} cerca de la costa y una profundidad promedio de 400 m. Durante 2003, el núcleo de la CCM fue subsuperficial y más débil comparado con 2005.

En la figura 4 se presentan transportes calculados hasta 500 m de profundidad para los transectos *Sur*, *Cabo* y *Norte* (fig. 1). El tamaño de los transectos y la profundidad se adaptaron para simular los registrados por Lavín *et al.* (2006). En

equatorial surface waters carried by the MCC, and high-salinity waters generated in the Gulf of California meet. The confluence of these surface water masses converts the MCP into a complex region, where mesoscale meanders and eddies are generated. These mesoscale structures have been observed in satellite images and it has been suggested that they function as a mechanism for transporting California Current waters towards the Mexican coast (Lavín *et al.* 2006, 2009).

Zamudio *et al.* (2007) were the first to report the generation of eddies in the area. They mention that their formation is due to the intensification of the MCC and its offshore veering at Cabo Corrientes. In this study, we propose that the lateral shear between the MCC and the southward Gulf of California current is another important eddy generation mechanism, that it is present throughout the year, and that its intensity regulates the size of eddies. Based on a numerical model, we present a seasonal and mesoscale description of the thermohaline fields, circulation, and eddy generation and propagation in the MCP.

MODEL AND VALIDATION

Model

The Regional Ocean Modeling System (ROMS) was used. This numerical model solves primitive equations with a free surface, potential temperature, salinity, and an equation of state, based on the Boussinesq approximation. Sigma coordinates on an Arakawa C-grid are used (Shchepetkin and McWilliams 2005). Application of the ROMS model consisted of a 20-layer scheme with greater resolution at the surface. The bathymetry was extracted from the ETOPO2 database (Smith and Sandwell 1997). The model was forced by surface winds and fluxes obtained monthly from NARR (North American Regional Reanalysis, available at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). The temperature and salinity fields for the boundary conditions were obtained from the SODA reanalysis project (Simple Ocean Data Assimilation, available at <http://www.atmos.umd.edu/~ocean/>). The arc-shaped geographic domain extends from ~4–47° N to ~90–135° W (fig. 1). The results shown here correspond to the subdomain defining the MCP, between ~14°–26° N and ~104°–115° W. The model was run for several years until stability was reached, and the results for 2003–2005 are presented and compared with research reported for the region.

Validation

Model validation consisted mainly of reproducing the characteristics of the MCC. Several oceanographic campaigns were conducted between 2003 and 2005 to study the MCC (Lavín *et al.* 2006, 2009). Lavín *et al.* (2006) reported that the poleward transports of MCC were between 2.5 and 4.0 Sv in June 2003 and 2005 (for three transects

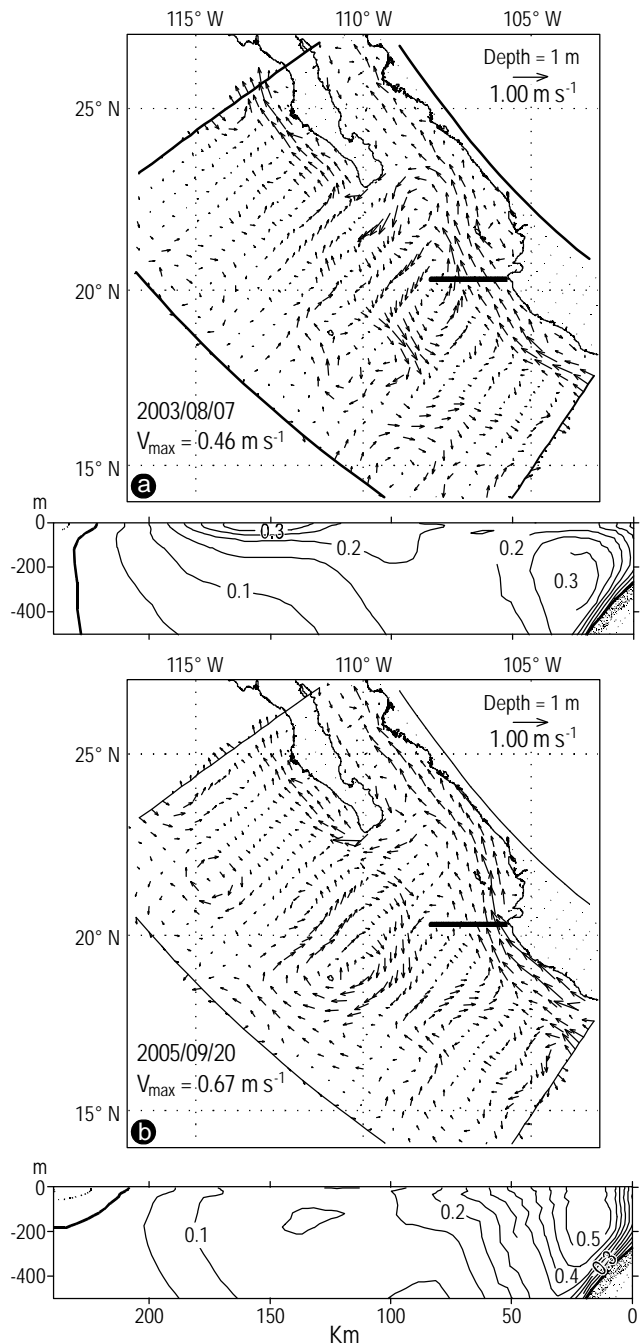


Figure 3. Instantaneous surface velocity field and perpendicular velocity component at transect *Cabo* (thick solid line) for the Mexican Coastal Current. Summer of (a) 2003 and (b) 2005. Isolines every 5 cm s⁻¹. One of every four vectors is shown.

Figura 3. Campo superficial de velocidad instantánea y componente perpendicular de velocidad al transecto *Cabo* (línea sólida gruesa) para la corriente costera mexicana. Verano de (a) 2003 y (b) 2005. Isolíneas cada 5 cm s⁻¹. Se muestra un vector de cada cuatro.

promedio, durante todo el verano, el transporte hacia el norte debido a la CCM para los tres transectos fue de ~4.5 Sv para 2003 y de ~2.3 Sv para 2005, que concuerda con lo

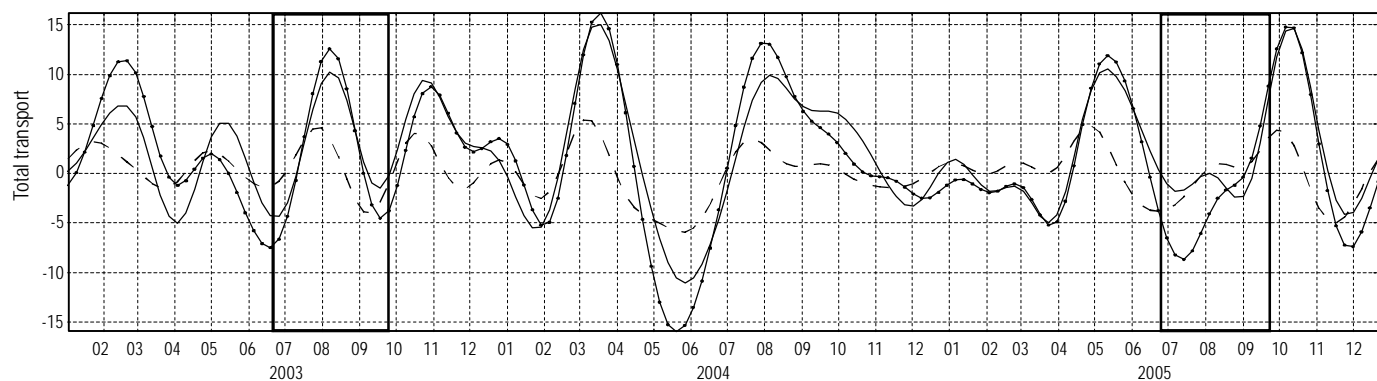


Figure 4. Transport along transects *Sur* (continuous line), *Cabo* (dotted line), and *Norte* (dashed line) to 500 m depth. The highlighted squares represent the summers of 2003 and 2005.

Figura 4. Transporte a través de los transectos *Sur* (línea continua), *Cabo* (línea con puntos) y *Norte* (línea discontinua) hasta 500 m de profundidad. Los recuadros representan los veranos de 2003 y 2005.

similar to those shown in fig. 1: *Sur*, *Cabo*, and *Norte*; 1 Sv = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), with a width of 90–180 km, depth of 250–400 m, and speeds between 15 and 30 cm s^{-1} . For June 2004, Lavín *et al.* (2009) calculated transports of ~ 8 Sv to 1000 m depth at the mouth of the Gulf of California (Lavín *et al.* 2009).

The characteristics of the MCC revealed by the model are shown in figure 3 for transect *Cabo* during the summers of 2003 and 2005. Considering the 10 cm s^{-1} isoline to be the limit of the MCC, the current is well defined by the model, having a mean width of 150 km, speeds reaching 50 cm s^{-1} close to shore, and a mean depth of 400 m. In 2003, the nucleus of the MCC was subsurface and weaker compared to 2005.

The transports calculated to 500 m depth for transects *Sur*, *Cabo*, and *Norte* (fig. 1) are shown in figure 4. Transect sizes and depths were adapted to simulate those reported by Lavín *et al.* (2006). On average, throughout the summer, the northward transport due to MCC for all three transects was ~ 4.5 Sv in 2003 and ~ 2.3 Sv in 2005, coinciding with that reported by Lavín *et al.* (2006). The difference of almost 2.0 Sv can be attributed to the longer duration of the MCC in summer 2003 than in summer 2005. For the mouth of the Gulf of California during summer 2004, the model produces an average of 6.3 Sv (not shown).

Another characteristic of the transports is that certain intensification events of the MCC are followed by a similar increase but in the opposite direction. We refer to this recirculation that develops within the gulf as a southward Gulf of California current. For example, this current is observed in early spring 2004 and early autumn 2005.

Hydrographic studies in the area have shown that the water masses in the MCP are composed of California Current Water (CCW; $12^\circ\text{C} < T < 18^\circ\text{C}$, $S < 34.5$), Tropical Surface Water (TSW; $T > 18^\circ\text{C}$, $S < 34.9$), and Gulf of California Water (GCW; $T > 12^\circ\text{C}$, $S > 34.9$) at the surface, and below these masses by Subtropical Subsurface Water (StSsW; $9^\circ\text{C} < T < 18^\circ\text{C}$, $34.5 < S < 34.9$), Pacific Intermediate

documentado por Lavín *et al.* (2006). Se observa además que el aumento de casi 2.0 Sv se debe a que la CCM durante el verano de 2003 duró más que en 2005. Para la boca del golfo de California durante el verano de 2004, el modelo reproduce en promedio 6.3 Sv (no mostrado).

Otra característica que se observa de los transportes es que ciertos eventos de intensificación de la CCM son seguidos por un aumento similar pero en dirección opuesta. A esta recirculación que se desarrolla desde el interior del golfo con dirección hacia el sur le nombramos corriente del golfo de California. Por ejemplo, esta corriente se observa durante el inicio de primavera en 2004 e inicios de otoño en 2005.

De los estudios hidrográficos en la zona, se tiene que las masas de agua presentes en el PCM están compuestas en la superficie por Aguas de la Corriente de California (ACC; $12^\circ\text{C} < T < 18^\circ\text{C}$, $S < 34.5$), Aguas Tropicales Superficiales (ATS; $T > 18^\circ\text{C}$, $S < 34.9$) y Aguas del Golfo de California (AGC; $T > 12^\circ\text{C}$, $S > 34.9$), y por debajo de estas masas, por Aguas Subtropicales Subsuperficiales (ASTs; $9^\circ\text{C} < T < 18^\circ\text{C}$, $34.5 < S < 34.9$), Aguas Intermedias del Pacífico (AIP; $4^\circ\text{C} < T < 9^\circ\text{C}$, $34.5 < S < 34.8$) y Aguas Profundas del Pacífico (APP; $T < 4^\circ\text{C}$, $S > 34.5$) (Castro *et al.* 2000, 2006; Lavín *et al.* 2009; Torres-Orozco 1993). Cualitativamente, el modelo reproduce la distribución de las masas de agua del PCM con mayor variabilidad en la superficie y menor variabilidad en aguas profundas, por debajo de los 12°C , con el mínimo de salinidad de la AIP apenas perceptible. Los resultados del modelo son similares a lo documentado por Castro *et al.* (2000) y Lavín *et al.* (2009) para la boca del golfo de California.

También de manera cualitativa, algunas características observadas mediante el análisis de imágenes satelitales (e.g., Lavín *et al.* 2009 en su fig. 3) han sido reproducidas con el modelo. Por ejemplo, en la figura 5 se muestra un filamento de agua fría que se desprende de la corriente de California asociado a un remolino anticiclónico en la entrada al golfo. Aunque las imágenes de satélite mostraron que el remolino

Water (PIW; $4^{\circ}\text{C} < T < 9^{\circ}\text{C}$, $34.5 < S < 34.8$), and Pacific Deep Water (PDW; $T < 4^{\circ}\text{C}$, $S > 34.5$ (Castro *et al.* 2000, 2006; Lavín *et al.* 2009; Torres-Orozco 1993). Qualitatively, the model reproduces the distribution of the water masses in the MCP showing greater variability at the surface and less variability at deeper depths, below 12°C , the PIW salinity minimum barely being perceptible. The results produced by the model are similar to those reported by Castro *et al.* (2000) and Lavín *et al.* (2009) for the mouth of the Gulf of California.

Characteristics observed through satellite imagery analysis (e.g., fig. 3 in Lavín *et al.* 2009) have also been reproduced by the model. For example, figure 5 shows a cold-water filament detached from the California Current associated with an anticyclonic eddy at the entrance to the gulf. Although satellite images show that the eddy disappeared after eight days in waters of the same temperature and could not be fully recorded, velocity field results (not shown) indicate that the eddy moved slightly southwards and then continued westwards.

RESULTS

Zonal transport

In addition to the transports calculated to numerically validate the existence of MCC, mass transport at meridian 110°W was estimated to determine the effects due to eddies (transect *Oeste*, fig. 6). The length of the transect sought to capture only eddies, but this did not always occur; for example, the 15 Sv peak during summer 2004 was caused by a meander that developed at the tip of the Baja California Peninsula (fig. 5).

The eddies identified during the three years were anticyclonic. They were characterized by having a >5 Sv transport flowing westward on the southern than northern side (fig. 6) for approximately three months (fig. 6b). Conjointly with figure 4, it can be inferred that the eddies are generated after the MCC intensifies and the Gulf of California current flows southwards.

Temporal average and seasonal variation

According to the results for 2003–2005, the mean sea surface temperature (SST) field (fig. 7a) showed a gradual decrease from the region where the warm pool occurs to the California Current System (Fiedler and Talley 2006, Flores-Morales *et al.* 2009, Palacios-Hernández *et al.* 2010). The mean sea surface salinity (SSS) field (fig. 7b) showed a different pattern, since due to the high salinity of the Gulf of California (>34.9) the gradient between the northern and southern areas is broken and SSS fans out over the waters of the MCP.

The mean surface velocity field (fig. 7) shows an anticyclonic circulation between Cabo Corrientes and Cabo San

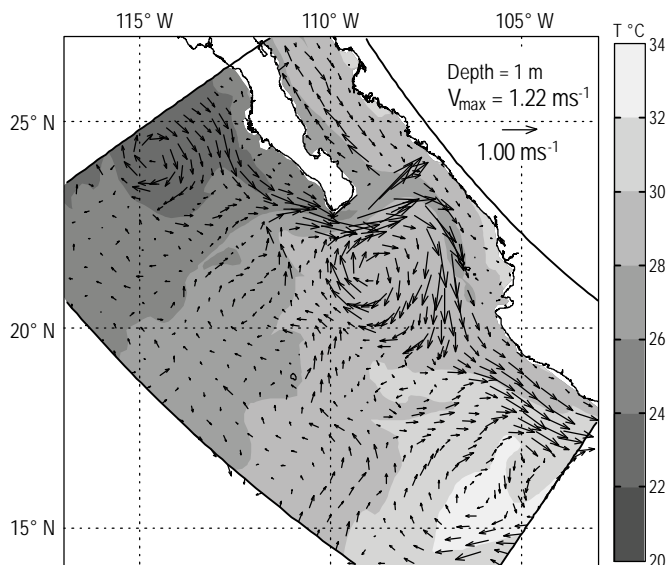


Figure 5. Sea surface temperature and velocity field for 27 May 2004. The cold-water filament at the tip of the Baja California Peninsula is similar to that reported by Lavín *et al.* (2009, fig. 3 therein). One of every four vectors is shown.

Figura 5. Temperatura superficial del mar y campo de velocidad para el 27 de mayo de 2004. El filamento de agua fría en la punta de la península de Baja California es similar al observado por Lavín *et al.* (2009, en su figura 3). Se muestra un vector de cada cuatro.

desapareció después de ocho días entre aguas de la misma temperatura y no pudo ser registrado completamente, los resultados del campo de velocidades (no mostrados) muestran que el remolino se desplaza un poco hacia el sur y después continúa su recorrido hacia el oeste.

RESULTADOS

Transporte zonal

Además de los transportes calculados para validar numéricamente la existencia de la CCM, se calculó el transporte de masa sobre el meridiano 110°W para observar los efectos debido a los remolinos (transecto *Oeste*, fig. 6). La longitud del transecto pretendía capturar sólo los remolinos, pero no siempre se pudo debido a que, por ejemplo, el pico de 15 Sv durante el verano de 2004 fue causado por el filamento que se desarrolló en la punta de la península de Baja California (fig. 5).

Los remolinos identificados durante los tres años de datos fueron anticiclónicos. Se caracterizaron por tener un transporte mayor que 5 Sv en dirección hacia el oeste en el lado sur que en el lado norte (fig. 6) durante aproximadamente tres meses (fig. 6b). Junto con la figura 4, se puede inferir que los remolinos se generan después de que la CCM se intensifica y la corriente del golfo de California avanza hacia el sur.

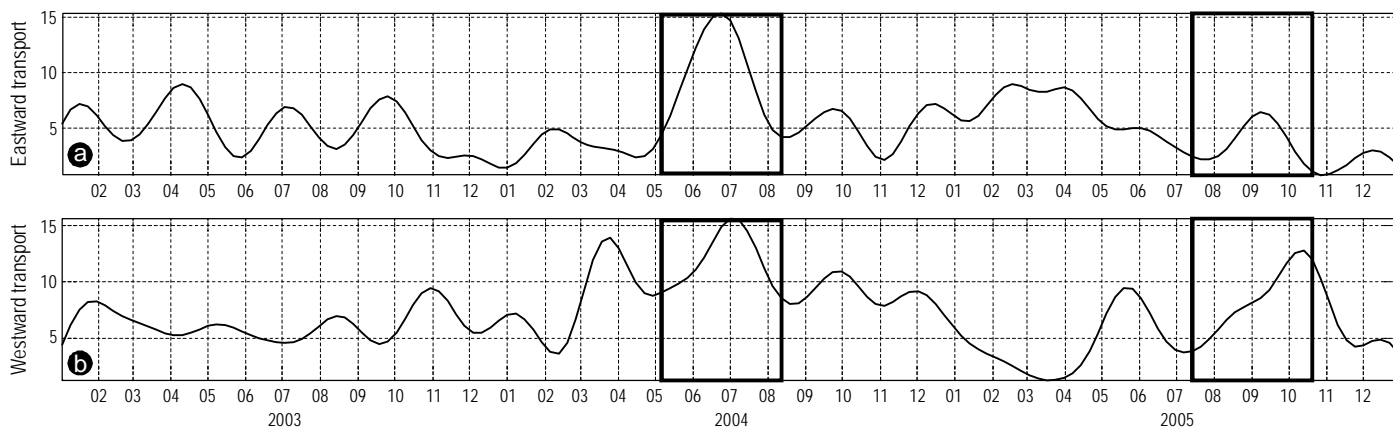


Figure 6. Transport along transect *Oeste* to 500 m depth: (a) eastward and (b) westward. The transports in summer 2004 and summer 2005 (highlighted squares) correspond to the passing of anticyclonic eddies along the transect.

Figura 6. Transporte en el transecto *Oeste* hasta 500 m de profundidad: (a) hacia el este y (b) hacia el oeste. Los transportes durante los veranos de 2004 y 2005 (marcados dentro de cada recuadro) corresponden al paso de los remolinos anticiclónicos por el transecto.

Lucas (entrance to the Gulf of California). A branch of the California Current is observed on the west coast of the peninsula, which bifurcates at the gulf mouth, part of it entering the gulf and the other part proceeding weakly along the southwest coast of Mexico. The MCC is observed off the coast to the south of Cabo Corrientes; it is interrupted and then forms the western part of the eddy.

The seasonal component was obtained by least-squares fitting the annual and semiannual signals to all the model time series at each grid point (removing the mean fields), with frequencies of $\omega_a = 2\pi/365.25$ and $\omega_s = 2\omega_a$, respectively. The amplitudes and phases of the annual and semiannual components for the SST and SSS fields are shown in figure 8. The results concur with those obtained by historic and satellite imagery analyses (Fiedler and Talley 2006, Flores-Morales *et al.* 2009, Palacios-Hernández *et al.* 2010).

The annual component of SST (fig. 8a) shows amplitudes ranging from 2 °C in the southeastern part to 6 °C within the Gulf of California. Maximum amplitudes occurred in August with southwestward propagation as indicated by the co-phase lines. The annual component of SSS (fig. 8c) showed three characteristic zones: two at the extremes with relatively higher amplitudes, corresponding to CCW and TSW, and one of lower amplitude in the central part, corresponding to GCW. In general, these zones move westward in a clockwise manner in the northern part and in a counterclockwise manner in the southern part.

The surface variance explained by the annual and semiannual components (fig. 9) of the SST field was greater than 90% throughout the MCP, except in a band centered at 20° N, where it was 85%. The SSS field shows less seasonal variability (30–40%) in the MCP; however, like temperature, a band of less seasonal variation is observed reaching 115° W.

The semiannual components (fig. 8b, d) show relatively greater amplitudes along the coast; the phases show an

Promedio temporal y variación estacional

Con respecto a los tres años de resultados (2003–2005), el campo promedio de temperatura superficial del mar (TSM, fig. 7a) presenta una disminución gradual de la región de la alberca cálida al Sistema de la Corriente de California (Fiedler y Talley 2006, Flores-Morales *et al.* 2009, Palacios-Hernández *et al.* 2010). El campo promedio de salinidad superficial del mar (SSM, fig. 7b) presenta un patrón distinto al de TSM, pues debido a la alta salinidad del golfo de California (> 34.9) se rompe el gradiente entre las zonas norte y sur, y así la SSM se esparce en forma de abanico sobre las aguas del PCM.

El campo promedio de velocidad superficial (fig. 7) presenta una circulación anticiclónica entre cabo Corrientes y cabo San Lucas (entrada al golfo de California). También se observa una ramificación de la corriente de California por la costa occidental de la península que se divide en la boca del golfo, donde parte de esta corriente entra al golfo y la otra continúa débilmente sobre la costa suroeste de México. Se observa la CCM fuera de la costa al sur de cabo Corrientes, luego se interrumpe y después forma la parte oeste del remolino.

La componente estacional se obtuvo ajustando la señal anual y la semiannual mediante cuadrados mínimos a todas las series temporales del modelo en cada punto de la malla (quitando los campos medios), con frecuencias $\omega_a = 2\pi/365.25$ y $\omega_s = 2\omega_a$, respectivamente. Las amplitudes y fases de las componentes anuales y semiannuals para los campos de TSM y SSM se muestran en la figura 8. Los resultados concuerdan con los documentados mediante observaciones históricas y análisis de imágenes de satélite (Fiedler y Talley 2006, Flores-Morales *et al.* 2009, Palacios-Hernández *et al.* 2010).

La componente anual de la TSM (fig. 8a) mostró un intervalo de amplitudes que va desde los 2 °C en la parte sureste

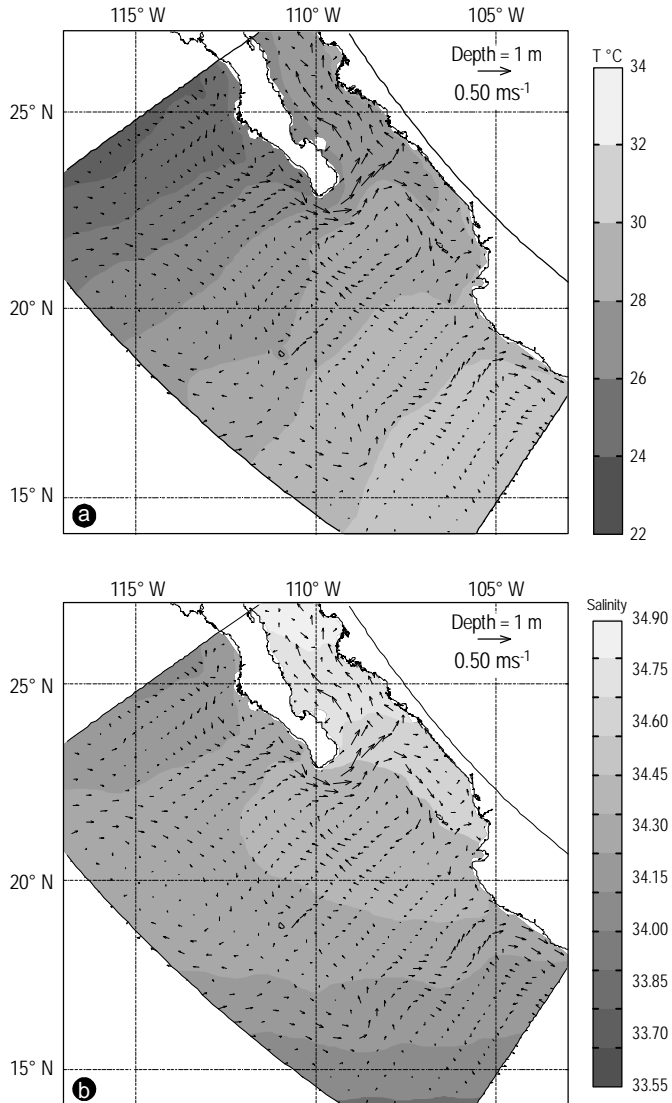


Figure 7. Mean fields of (a) sea surface temperature and (b) sea surface salinity, along with mean surface velocity field. One of every four vectors is shown.

Figura 7. Campos promedio de (a) temperatura superficial del mar y (b) salinidad superficial del mar, junto con el campo superficial promedio de velocidad. Se muestra un vector de cada cuatro.

ambiguous propagation pattern. Nonetheless, a relationship was found between the T-S and velocity fields. That is, from the reconstruction of the semiannual temperature (or salinity) fields along with the semiannual velocity fields (~12% of the explained seasonal variance), a connection can be observed with the main MCP currents, as shown in figure 10 during a complete semiannual cycle. The figure shows the California Current to the west of the peninsula and the MCC to the south of Cabo Corrientes advecting colder and warmer waters, respectively, to the MCP (fig. 10a, c). When both currents meet in the middle part of the MCP, they generate a cyclonic eddy (fig. 10b), but when the southward Gulf of California

hasta los 6 °C dentro del golfo de California. Las amplitudes mayores se presentaron durante agosto con una propagación hacia el suroeste, según lo indican las líneas de co-fase. La componente anual de SSM (fig. 8c) mostró un patrón con tres zonas características: dos en los extremos con amplitudes relativamente mayores, correspondientes a ACC y ATS, y una de menor amplitud en la parte central, correspondiente a AGC. En general, estas zonas se desplazan hacia el oeste con una estructura en sentido de las manecillas del reloj en la parte norte y en sentido contrario en la parte sur.

La varianza superficial explicada por las componentes anual y semianual (fig. 9) para el campo de TSM fue mayor que 90% en todo el PCM, excepto en una franja centrada en 20° N, donde fue de 85%. Por otro lado, el campo de SSM presentó menor variabilidad estacional (30–40%) en el PCM; pero, al igual que la temperatura, se observa que la franja de menor variabilidad estacional alcanza los 115° W.

Las componentes semianuales (fig. 8b, d) presentan amplitudes relativamente mayores sobre la franja costera; las fases muestran un patrón de propagación ambiguo. Sin embargo, se encontró una relación entre los campos de T-S y de velocidad. Esto es, de la reconstrucción de los campos semianuales de temperatura (o salinidad) junto con los campos semianuales de velocidad (~12% de varianza estacional explicada), se encuentra una conexión con las principales corrientes del PCM, como se muestra en la figura 10 durante un ciclo semianual completo. En la figura se observa la corriente de California al oeste de la península y la CCM al sur de cabo Corrientes advectando aguas más frías y cálidas, respectivamente, al PCM (fig. 10a, c). Cuando ambas corrientes se encuentran en la parte media del MCP, generan un remolino ciclónico (fig. 10b), mientras que cuando aparece la corriente del golfo de California fluyendo hacia el sur y la CCM está más hacia el oeste, se genera un remolino anticiclónico (fig. 10e).

Componente de mesoescala

La componente de mesoescala se definió como $\varphi_{\text{mesoescala}} = \varphi - (\varphi_{\text{media}} + \varphi_{\text{estacional}})$, donde φ representa series de tiempo en cada punto de la malla de los campos de temperatura, salinidad y velocidad. La componente estacional es la reconstrucción mediante cuadrados mínimos de la señal anual más la semianual.

Mediante el cálculo de la raíz cuadrática media ($\sqrt{N^{-1} \sum_i \varphi_i^2}$, donde N es el total de datos durante los tres años), para el campo de temperatura a 50 m de profundidad, se observó una franja zonal con variabilidad de 2 °C en la región de 20° N (fig. 11a). El campo de salinidad mostró la misma franja zonal, pero con menor variabilidad. Observando los transectos de temperatura y salinidad en la figura 11 se puede inferir que las escalas de longitud de los remolinos son de ~300 km de diámetro y ~200 m de profundidad.

Estas zonas de máxima y mínima variación son corroboradas mediante las elipses de variabilidad de las corrientes

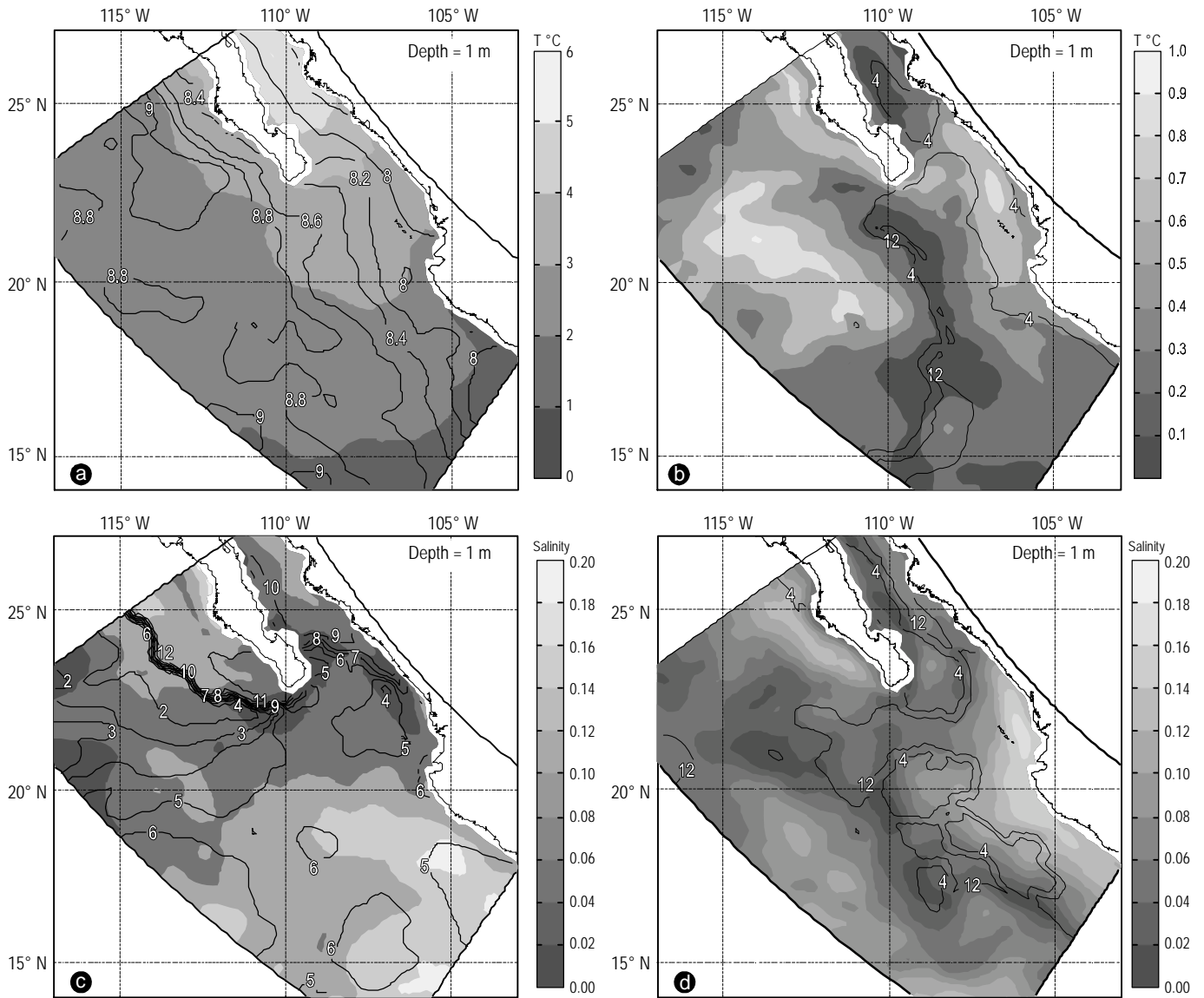


Figure 8. Amplitude (grey scale) and phase (isolines, months) maps: annual (left side) and semiannual (right side).

Figura 8. Mapas de amplitud (escala grises) y fase (isolíneas, meses): anual (lado izquierdo), semianual (lado derecho).

current appears and the MCC is located further west, an anticyclonic eddy is generated (fig. 10e).

Mesoscale component

The mesoscale component is defined as $\varphi_{\text{mesoscale}} = \varphi - (\varphi_{\text{mean}} + \varphi_{\text{seasonal}})$, where φ represents time series at each grid point of the temperature, salinity, and velocity fields. The seasonal component is the least-squares reconstruction of the annual plus semiannual signals.

By calculating the mean square root ($\sqrt{N^{-1} \sum_i \varphi_i^2}$, where N is the total of data for all three years) for the temperature field at 50 m depth, a zonal strip with a variability of 2 °C is observed at 20° N (fig. 11a). The salinity field shows the same zonal strip but with less variability. From the

(Emery y Thomson 1997) mostradas en la figura 12. En la parte media del PCM se observan elipses circulares con amplitudes relativamente mayores que en la zona periférica, y en las costas se tienen corrientes rectilíneas, correspondientes a la corriente de California, la CCM y las corrientes del golfo de California.

Generación de remolinos

En la figura 13 se muestra la vorticidad relativa superficial ($\partial v/\partial x - \partial u/\partial y$) durante la generación de remolinos anticiclónicos en el PCM. Primero, durante la intensificación de la CCM (fig. 13a–c), esta corriente entra de manera suave y pegada a la costa hacia el golfo; después, empieza a oscilar entre cabo Corrientes y cabo San Lucas separándose de la

temperature and salinity transects shown in figure 11 it can be inferred that the eddies have a diameter of ~300 km and depth of ~200 m.

These zones of maximum and minimum variation are corroborated by the current variability ellipses (Emery and Thomson 1997) shown in figure 12. In the middle part of the MCP, circular ellipses with relatively greater amplitudes than in the peripheral zone are observed, while on the coast there are rectilinear currents, corresponding to the California Current, the MCC, and the Gulf of California currents.

Eddy generation

Surface relative vorticity ($\partial v/\partial x - \partial u/\partial y$) during the generation of anticyclonic eddies in the MCP is shown in figure 13. First, during the intensification of the MCC (fig. 13a–c), this current flows smoothly along the coast towards the gulf, but between Cabo Corrientes and Cabo San Lucas it begins to oscillate and veers offshore; at this time, alternating vorticity bands are generated that decrease in intensity as the distance from the coast increases. Then (fig. 13d–h), the Gulf of California current advances southwards close to shore and interacts with the MCC that is located further west, thus generating an eddy.

The generation of another smaller-sized eddy can also be observed to the north of Cabo Corrientes as the MCC veers offshore (fig. 13b–c). This eddy remains trapped between the MCC and the southward Gulf of California current (fig. 13e) and eventually merges with the large eddy generated by these countercurrents (fig. 13f). This development is schematized in figure 14a, where the main eddy, generated by the interaction between these two currents is indicated by the letter A and the secondary eddy, formed to the north of Cabo Corrientes, is marked by the letter B.

To characterize the generation of eddies, the time series of the two most intense events produced by the model are shown in figure 15. Time series of kinetic energy $(u^2 + v^2)/2$, relative vorticity, and magnitude of the advective terms $|u\partial u/\partial x + v\partial u/\partial y| + |u\partial v/\partial x + v\partial v/\partial y|$ are shown. The series were spatially averaged for the South, West, and Gulf zones, and were filtered with a cutoff frequency of 1/90 days to primarily obtain the mesoscale signal.

Eddies had high values of kinetic energy and negative vorticity in the West zone (fig. 15b–e). The intensification of the MCC corresponding to these events occurred during March–April 2004 and April–May 2005 (fig. 15a). According to figure 15(g, i), it can be inferred that the offshore veering of the MCC is caused by the non-linear processes that occur in the areas around Cabo Corrientes and Cabo San Lucas (South and Gulf zones), since the advective terms increase as the MCC intensifies and decrease once it relaxes or moves offshore. From the relative vorticity time series for the West (fig. 15e) and Gulf (fig. 15f) zones we estimate a correlation of 0.6 with a lag of ~6 weeks; that is, once the MCC intensifies and enters the Gulf of California, the

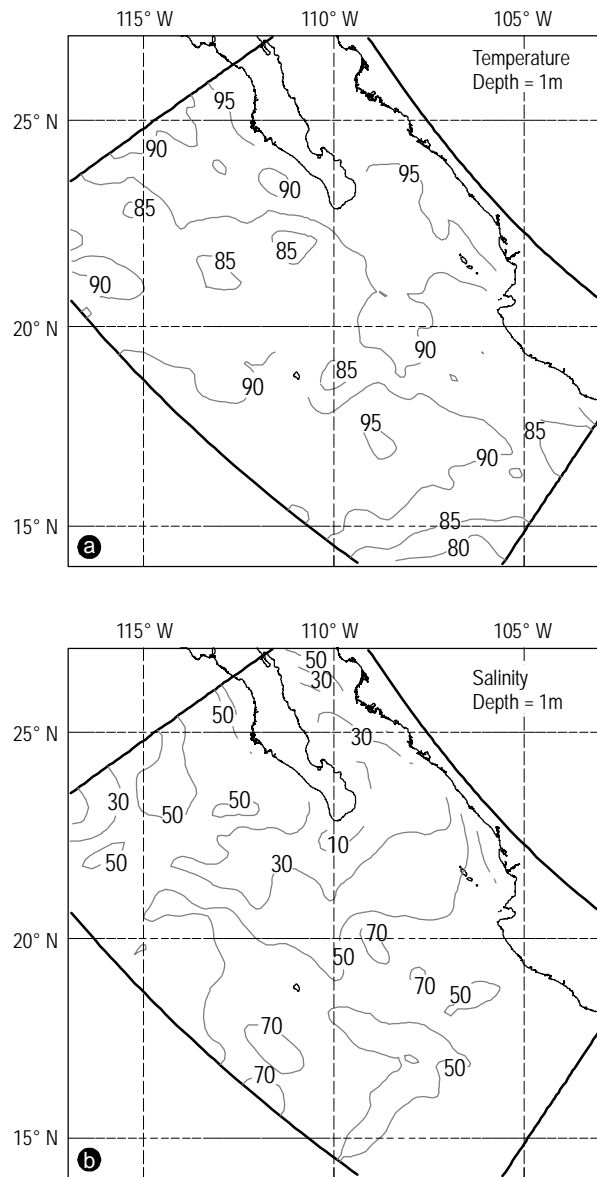


Figure 9. Explained variance (%) fields for the annual and semiannual components: (a) sea surface temperature and (b) sea surface salinity.

Figura 9. Campos de varianza explicada (%) para las componentes anual y semianual: (a) temperatura superficial del mar y (b) salinidad superficial del mar.

costa. Durante este tiempo, se generan franjas alternadas de vorticidad que decrecen de intensidad conforme aumenta la distancia desde la costa. Después (fig. 13d–h), la corriente del golfo de California avanza hacia el sur pegada a la costa e interactúa con la CCM que se encuentra más hacia el oeste, y ambas generan el remolino.

Se observa también como se desarrolla otro remolino de menor tamaño al norte de cabo Corrientes conforme la CCM se separa de la costa (fig. 13b–c). Después, este remolino queda atrapado entre la CCM y la corriente del golfo de

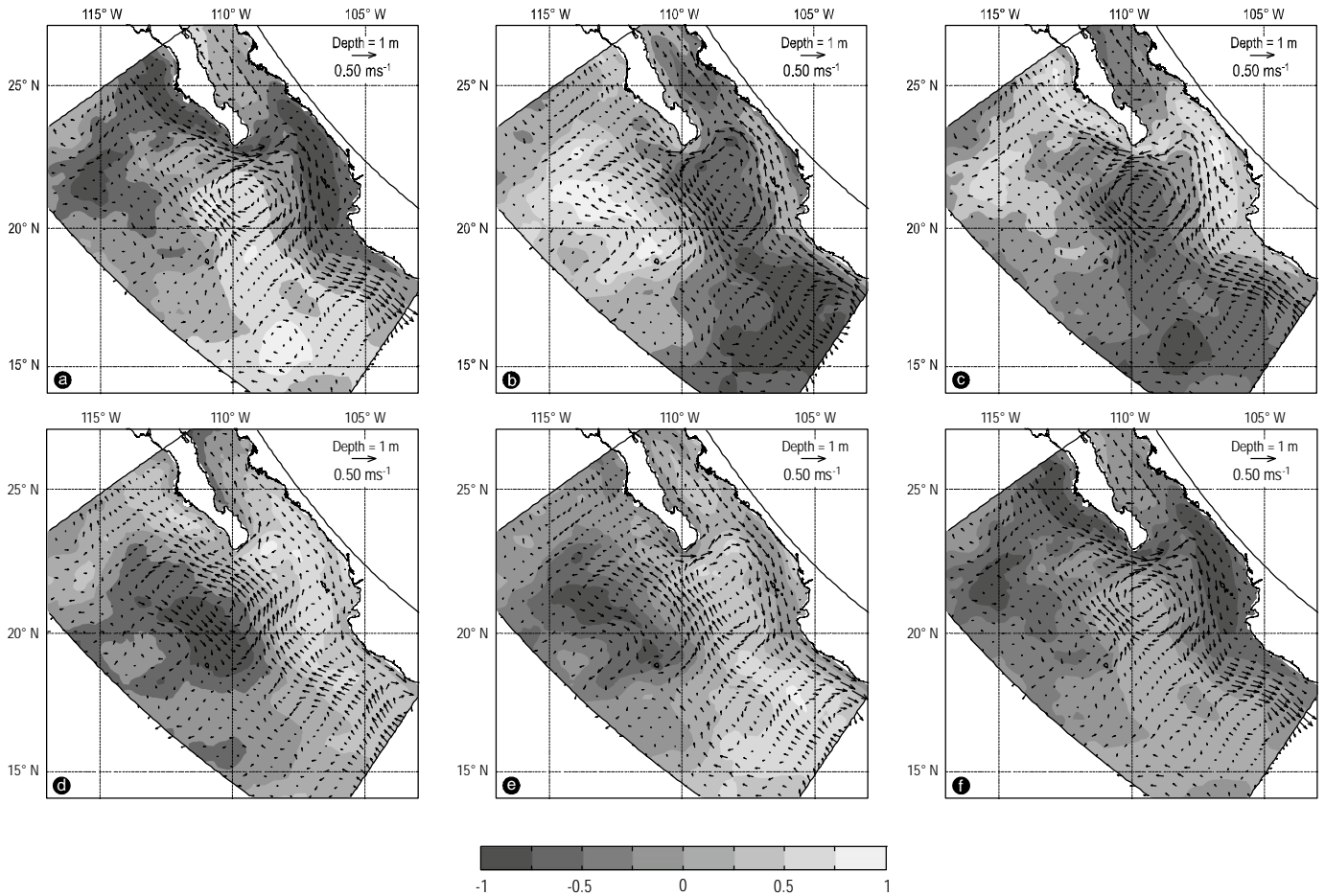


Figure 10. Sea surface temperature and velocity field for the semiannual component, during one complete cycle. Each plot represents one month. One of every four vectors is shown.

Figura 10. Temperatura superficial del mar y campo de velocidad para la componente semianual, durante un ciclo completo. Cada cuadro representa un mes. Se muestra un vector de cada cuatro.

southward Gulf of California current develops and eddies are generated. The series of kinetic energy and advective terms for the South and Gulf zones show that another eddy developed in mid-autumn 2005 (fig. 15, arrows) but could not be detected in the West zone.

DISCUSSION

The seasonal variation of the temperature and salinity fields shows a westward propagation, according to the co-phase lines in figure 8, which is due to the effect of the variation of the Coriolis parameter in the form of long Rossby waves (Parés-Sierra and O’Brien 1989, Kessler 2006, Godínez *et al.* 2010). The critical latitude for a nonmeridional boundary, below which these waves emit their energy westward, is $\varphi_c = \tan^{-1}[\cos\theta\sqrt{(g'H)/(2R,\sigma)}]$ (Clarke and Shi 1991), where θ is the angle formed locally by the coastline relative to true north, $g' = g\Delta\rho/\rho_0$ is the reduced gravity, g is the acceleration of gravity, $\Delta\rho$ is the difference between densities, ρ_0 is the average density of seawater, H is the mean

California que fluye hacia el sur (fig. 13e) y, al final, se fusiona con el remolino grande generado entre las contracorrientes (fig. 13f). En la figura 14a se muestra esquemáticamente este desarrollo; el giro principal, generado por la interacción entre estas dos corrientes, se marca con la letra A y el giro secundario, formado al norte de cabo Corrientes, se marca con la letra B.

Para caracterizar la generación de remolinos, en la figura 15 se muestran las series temporales de los dos eventos más intensos generados con el modelo. En la figura se incluyen series temporales de energía cinética $(u^2 + v^2)/2$, vorticidad relativa, y la magnitud de los términos advectivos $|u\partial u/\partial x + v\partial v/\partial y| + |u\partial v/\partial x + v\partial u/\partial y|$. Las series se promediaron espacialmente para las zonas Sur, Oeste y Golfo, y se filtraron con una frecuencia de corte de 1/90 días para tener principalmente la señal de mesoescala.

Los remolinos se caracterizaron por tener valores elevados de energía cinética y de vorticidad negativa dentro de la zona Oeste (fig. 15b–e). La intensificación de la CCM correspondiente a estos eventos se desarrolló durante marzo–abril

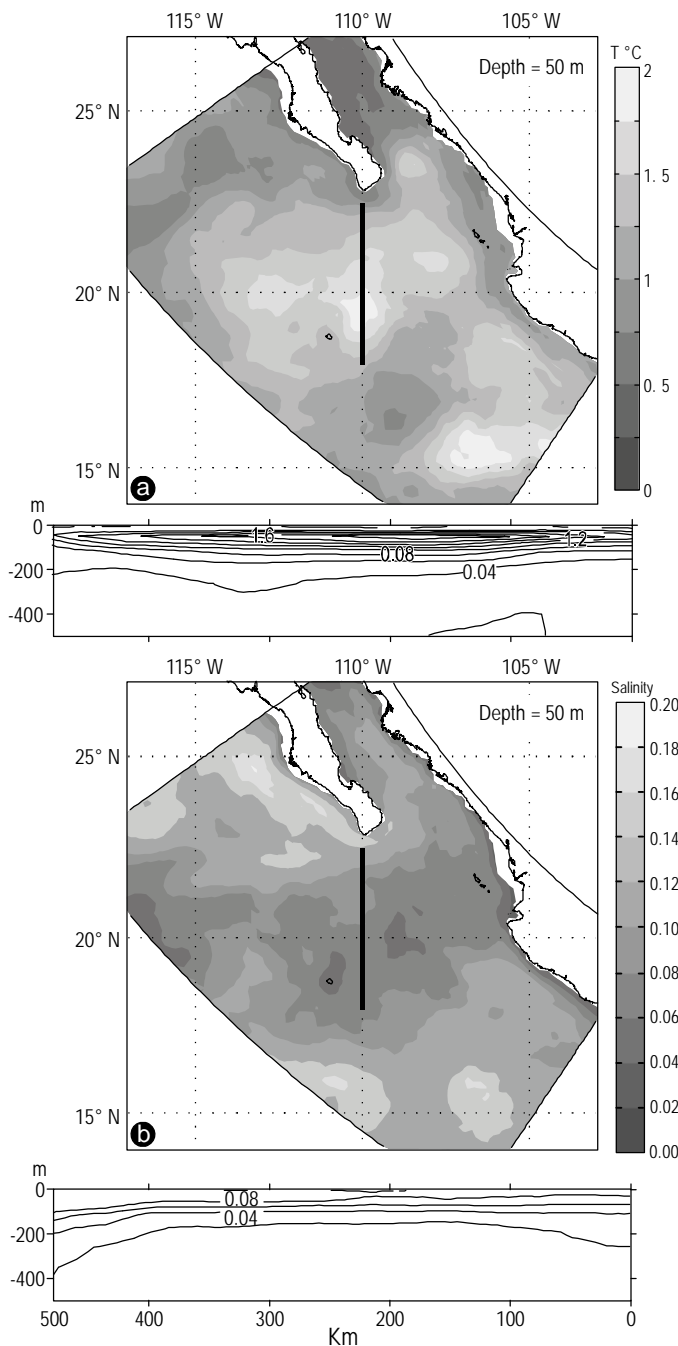


Figure 11. Mean square root of the mesoscale component at 50 m depth: (a) temperature and (b) salinity, together with transect *Oeste* (thick solid line) at 500 m depth.

Figura 11. Raíz cuadrática media de la componente de mesoescala a 50 m de profundidad: (a) temperatura y (b) salinidad, junto con el transecto *Oeste* (línea sólida gruesa) a 500 m de profundidad.

thermocline depth, R_t is the terrestrial radius (6378.4 km), and σ is the frequency of long Rossby waves. For the annual component, taking $\sigma = \omega_a$, $g' = 0.03 \text{ m s}^{-2}$, and $H = 100 \text{ m}$, the critical latitude is 27° N for the coast to the north of Cabo Corrientes, where an angle of $\sim 40^\circ$ is formed, and 23° N for the coast to the south of Cabo Corrientes, where the

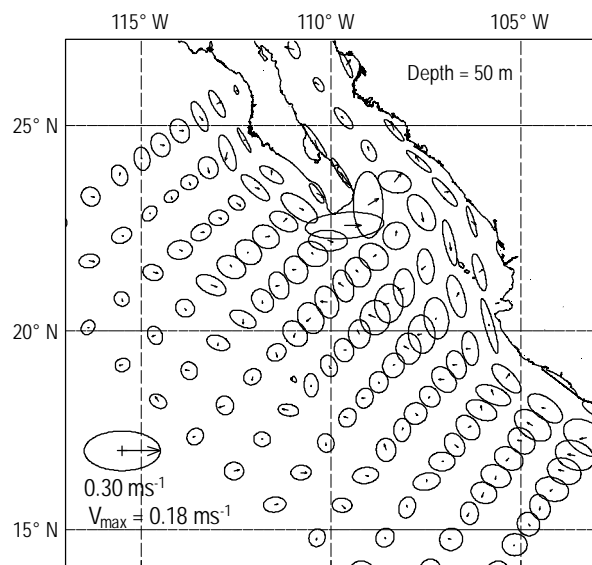


Figure 12. Variability ellipses for the mesoscale velocity component at 50 m. Main axes are standard deviations. The averaged mean velocity field is included to illustrate the direction of the mean current. One of every eight vectors is shown.

Figura 12. Elipses de variabilidad para la componente de velocidad de mesoescala a 50 m. Ejes principales son desviaciones estándar. Se incluye el promedio del campo promedio de velocidad para ilustrar la dirección de la corriente media. Se muestra un vector de cada ocho.

de 2004 y abril–mayo de 2005 (fig. 15a). Según la figura 15(g, i), se puede inferir que la separación de la costa de la CCM es consecuencia de los procesos no lineales que tienen lugar en las regiones que rodean cabo Corrientes y cabo San Lucas (zona Sur y Golfo), ya que los términos advectivos empiezan a crecer conforme se intensifica la CCM y a decrecer una vez que se relaja o se separa de la costa. De la serie temporal de vorticidad relativa para la zona Oeste (fig. 15e) y la zona Golfo (fig. 15f), se tiene una correlación de 0.6 con un desfase ~ 6 semanas; es decir, una vez que la CCM se intensifica y entra al golfo, se desarrolla la corriente del golfo de California que fluye hacia el sur y ambas generan los remolinos. Las series de energía cinética y los términos advectivos para las zonas Sur y Golfo muestran que otro remolino se desarrolló a mediados de otoño de 2005 (fig. 15, flechas); sin embargo, este remolino no alcanza a detectarse en la zona Oeste.

DISCUSIÓN

La variación estacional de los campos de temperatura y salinidad muestra una propagación hacia el oeste según lo indican las líneas de co-fase de la figura 8, y se debe al efecto de la variación del parámetro de Coriolis en forma de ondas largas de Rossby (Parés-Sierra y O'Brien 1989, Kessler 2006, Godínez *et al.* 2010). La latitud crítica para una frontera no meridional, por debajo de la cual estas ondas emiten

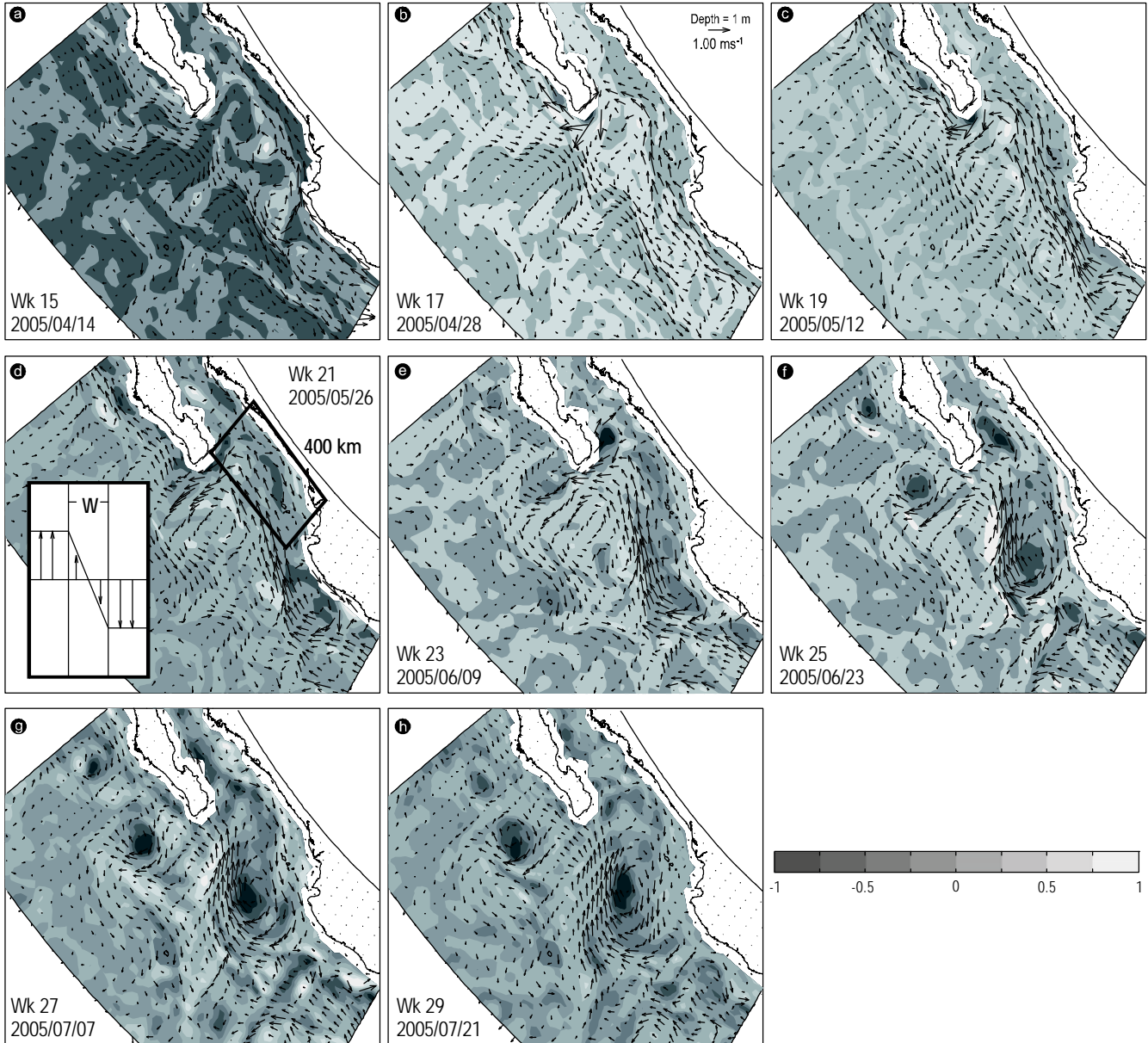


Figure 13. Instantaneous relative vorticity (grey scale, $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) and surface velocity field (vectors) for the mesoscale component (fortnightly plots). One of every four vectors is shown. In (d), the shear zone at the entrance to the Gulf of California is schematized.

Figura 13. Vorticidad relativa (escala grises, $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y campo de velocidad superficial (vectores) instantáneos para la componente de mesoescala (cuadros cada dos semanas). Se muestra un vector de cada cuatro. En (d) se muestra un esquema de la zona de corte de la entrada al golfo.

inclination is $\sim 50^\circ$. This means that Mexican coasts are below the critical latitude. The critical latitude for the semiannual component is below the Mexican coasts, closer to the equator. The low variation in salinity is because CCW and TSW in the MCP vary little in salinity, and salinity at the gulf mouth remains constant throughout the year because it is an evaporative basin.

The circulation in the MCP is dominated by semiannual and mesoscale variability. The north-south trajectory of the California Current varies and the MCC sometimes penetrates

su energía hacia el oeste, es $\varphi_c = \tan^{-1}[\cos\theta\sqrt{(g'H)/(2R_c\sigma)}]$ (Clarke y Shi 1991), donde θ es el ángulo formado localmente por la línea de costa respecto al norte, $g' = g\Delta\rho/\rho_0$ es la gravedad reducida, g es la aceleración de la gravedad, $\Delta\rho$ es la diferencia entre densidades, ρ_0 es la densidad promedio del agua de mar, H es la profundidad promedio de la termoclina, R_c es el radio terrestre (6378.4 km) y σ es la frecuencia de las ondas largas de Rossby. Para la componente anual, tomando $\sigma = \omega_a$, $g' = 0.03 \text{ m s}^{-2}$ y $H = 100 \text{ m}$, la latitud crítica es 27° N para la costa al norte de cabo Corrientes, donde se forma

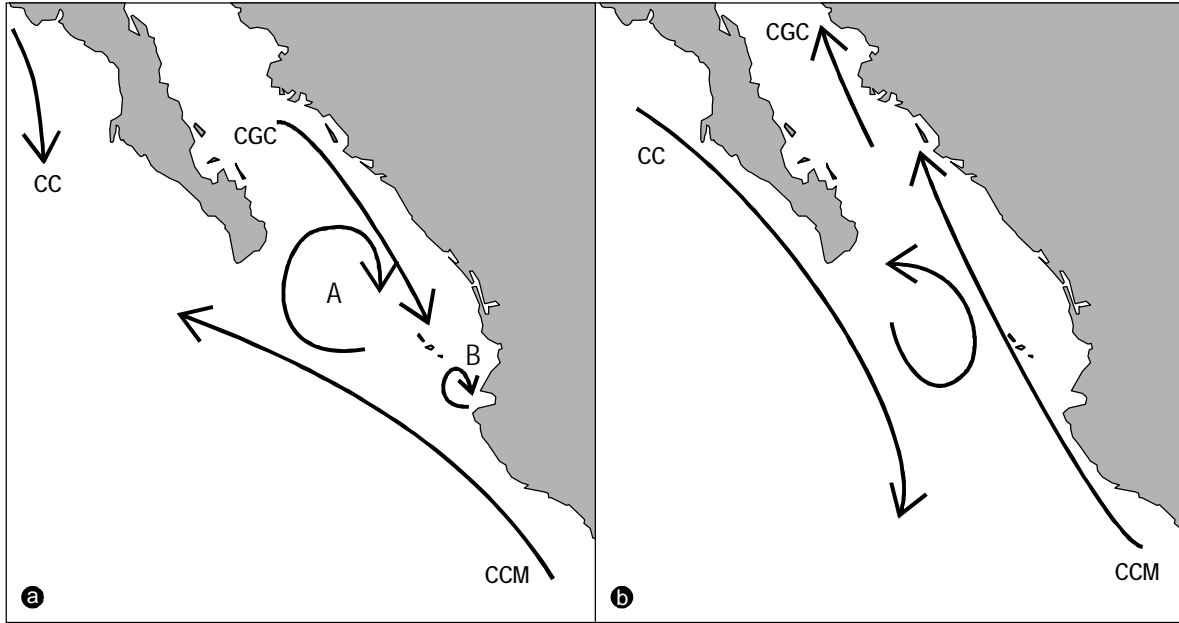


Figure 14. Schematization of the circulation during the generation of eddies due to the countercurrents at the entrance to the Gulf California. The formation of anticyclonic eddies (A and B) is shown in (a), and the formation of a cyclonic eddy (less common) is shown in (b). CGC, Gulf of California currents; CC, California Current; and CCM, Mexican Coastal Current.

Figura 14. Esquema de la circulación durante la formación de remolinos debido a las contracorrientes en la entrada al golfo de California. En (a) se presenta la formación de remolinos anticiclónicos (A y B). En (b) se presenta la generación de un remolino ciclónico (caso menos común). CGC, corrientes del golfo de California; CC, corriente de California; y CCM, corriente costera mexicana.

into the Gulf of California and sometimes it does not; when it does, it does so on the mainland side and joins the northward Gulf of California current, and when it does not it flows towards Cabo San Lucas. Both these circulation modes are schematically shown in figure 14. The Gulf of California currents alternate the inflow and outflow on the eastern and western sides of the mouth. During this process, eddies with different characteristics are formed. Some form in the central area between the southward Gulf of California current and MCC and move in the zonal strip around 20° N (figs. 9, 11, 14a). Other smaller eddies form near shore after the MCC separates from the coast and returns to it (fig. 14a), according to the mechanism proposed by Zamudio *et al.* (2007). The eddies to the north of Cabo Corrientes (fig. 13c) and west of Cabo San Lucas (fig. 13f) are examples of this type of generation.

Eddy generation at the entrance to the Gulf of California (an area ~400 km long and 200 km wide between Cabo San Lucas and Cabo Corrientes) can be attributed to barotropic instability. For example, in figure 13d, the Gulf of California current flows southward and the MCC flows northward. The separation between both currents (shear zone W) is ~50 km. The equations of motion governing barotropic instability for a meridional flow on a f -plane ($\beta = 0$) are the same as those for a zonal flow. According to the dispersion relation, the wavelength that dominates and generates instabilities is $\lambda = 7.89 \times W$, where W is the width of the shear

un ángulo de ~40°, y 23° N para la costa al sur de cabo Corrientes, donde la inclinación es de ~50°. Esto quiere decir que las costas mexicanas permanecen por debajo de la latitud crítica. La latitud crítica para la componente semianual permanece por debajo de las costas mexicanas, o sea, que se encuentran más hacia el ecuador. La baja variabilidad en salinidad se debe a que ACC y ATS en el PCM varían poco en salinidad, y la salinidad en la boca del golfo se mantiene constante a lo largo del año por ser una cuenca evaporativa.

La variabilidad de la circulación del PCM está dominada por la escala semianual y la mesoescala. La corriente de California varía en su excursión de norte a sur, mientras que la CCM algunas veces penetra al golfo de California y otras no lo hace; cuando entra al golfo, lo hace por el lado continental y se continua junto con la corriente del golfo de California, cuando no ingresa al golfo se extiende hacia cabo San Lucas. La figura 14 muestra esquemáticamente estos dos modos de circulación. Las corrientes del golfo de California alternan los flujos de entrada y salida en el lado oriental y occidental de la boca. En este proceso se forman remolinos con distintas características. Unos se forman en la región central entre la corriente del golfo de California que fluye hacia el sur y la CCM y se desplazan en la franja zonal alrededor de 20° N (figs. 9, 11, 14a). Otros remolinos de menor tamaño, pegados a la costa, se generan después de que la CCM se separa y regresa a la costa (fig. 14a), según el mecanismo propuesto por Zamudio *et al.* (2007). Los remolinos al norte de cabo

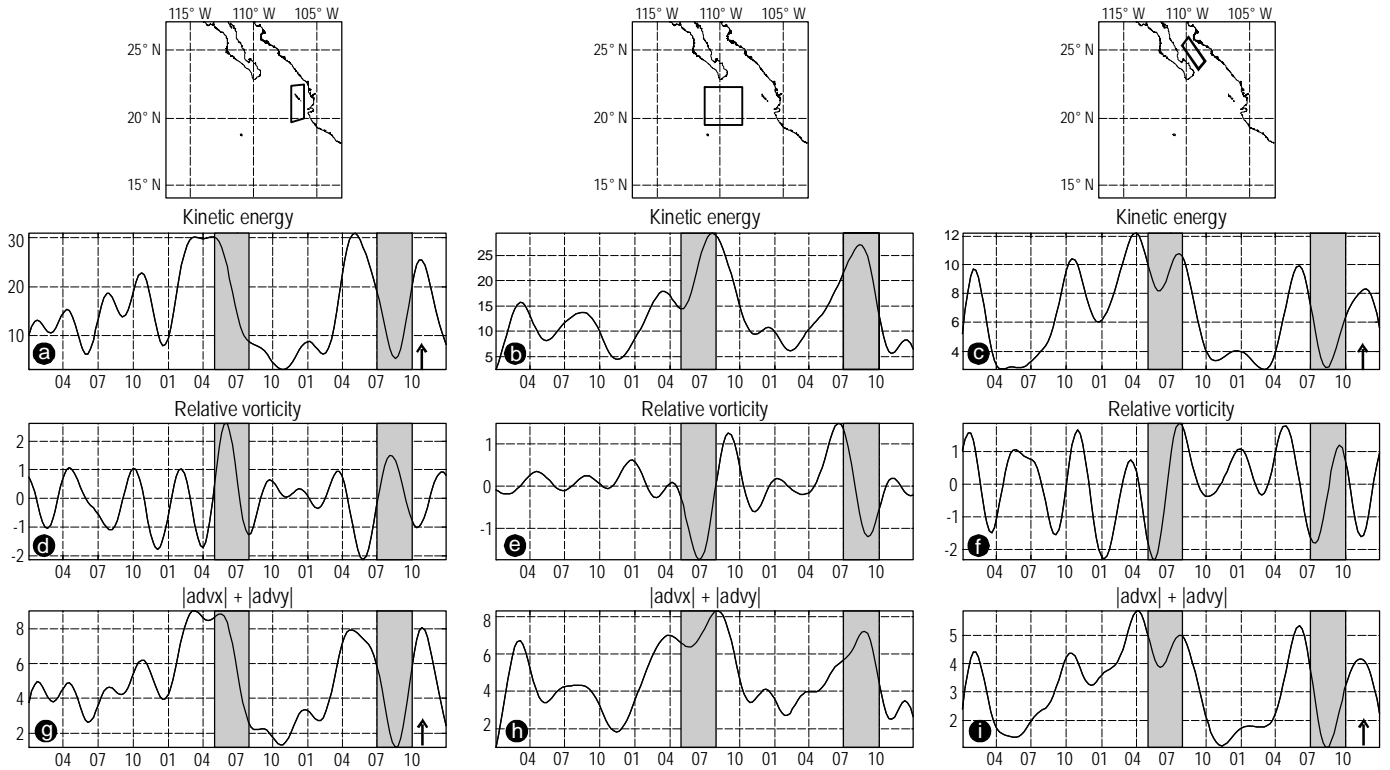


Figure 15. Mesoscale time series (spatial average in each plot) of (a–c) surface kinetic energy ($1 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), (d–f) relative vorticity ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), and (g–i) advective terms ($1 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-2}$) for the South (left), West (center), and Gulf (right) zones. Shaded areas indicate when eddies passed along the West zone. Arrows indicate another eddy.

Figura 15. Series temporales de mesoescala (promedio espacial dentro de cada recuadro) de (a–c) energía cinética ($1 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), (d–f) vorticidad relativa ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) y (g–i) términos advectivos ($1 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-2}$) superficiales para las zonas Sur (lado izquierdo), Oeste (centro) y Golfo (lado derecho). Las partes sombreadas marcan el tiempo en que los remolinos pasaron por la zona Oeste. Las flechas indican otro remolino.

zone (Cushman-Roisin 1994). For $W = 50 \text{ km}$, $\lambda \approx 400 \text{ km}$, indicating that this area ($\sim 400 \text{ km}$ long) is prone to instability when the MCC intensifies and the southward Gulf of California current is generated.

A possible explanation for the short life-span of the eddy that was not detected in the West zone (fig. 15, arrows) is the intensity of the meridional component of wind stress at the entrance to the Gulf of California (not shown), since the two most intense eddies were generated in summer when the winds weakened during the North American monsoon, whereas the one that was not detected occurred in autumn. Wind stress curl (not shown) as a possible eddy generation mechanism is doubtful because even though it showed a significant correlation of 0.4 with the vorticity of the west zone, it had a short action-reaction time (lag 0) to generate eddies with the dimensions of those studied here.

The area of the MCP is characterized by having an internal Rossby radius (Rd) of 40 km (Chelton *et al.* 1998), which corresponds to a depth H of 150 m. The eddies generated in the area had a diameter L of $\sim 300 \text{ km}$, depth of $\sim 200 \text{ m}$, orbital speed of $20\text{--}30 \text{ cm s}^{-1}$, and southwestward translation speed of $\sim 4 \text{ cm s}^{-1}$. Once generated, eddies have a

Corrientes (fig. 13c) y al oeste de cabo San Lucas (fig.13f) son ejemplos de este tipo de generación.

La generación de los remolinos en la entrada al golfo de California (una zona de $\sim 400 \text{ km}$ de largo \times 200 km de ancho entre la costa y los cabos San Lucas y Corrientes) se puede explicar mediante la inestabilidad barotrópica. Por ejemplo, en la figura 13d la corriente del golfo de California fluye hacia el sur y la CCM fluye hacia el norte. La separación entre ambas corrientes (región de corte W) es de $\sim 50 \text{ km}$. Las ecuaciones de movimiento que gobiernan la inestabilidad barotrópica para un flujo meridional en el plano-f ($\beta = 0$) son las mismas que para un flujo zonal. De la relación de dispersión, se obtiene que la longitud de onda que domina y que lleva a la generación de inestabilidades es $\lambda = 7.89 \times W$, donde W es el ancho de la zona de corte (Cushman-Roisin 1994). Para $W = 50 \text{ km}$, $\lambda \approx 400 \text{ km}$; es decir, esta zona ($\sim 400 \text{ km}$ de cabo a cabo) es propensa a volverse inestable cuando se intensifica la CCM y se genera la corriente del golfo de California que fluye hacia el sur.

Una posible explicación del corto tiempo de vida del remolino que no se detectó en la zona Oeste (fig. 15, flechas) puede ser la intensidad de la componente meridional del

relation $L \approx 7.5 \text{ Rd}$, and can thus be considered linear and geostrophic ($L \gg \text{Rd}$, Willett *et al.* 2006). In cylindrical coordinates the stationary equations that govern the eddy are $v = (f\rho)^{-1}(\partial p/\partial r)$, where f is the Coriolis parameter, $p(r)$ is the pressure distribution, and ρ is the density inside the eddy. As the Coriolis parameter is greater at the northern boundary ($f_N > f_S$, f in the northern hemisphere), then $v_N < v_S$; that is, speed in the southern part will be greater than on the northern side and, hence, part of the transport shown in figure 6 will be greater towards the west.

To compensate for the difference in speeds in the same eddy, self-advection occurs depending on the polarity of the eddy, in this case westward. However, the contribution caused by the reaction of the fluid as it is displaced to other latitudes is dominant and the eddy will drift westward regardless of the distribution of the pressure field. According to Cushman-Roisin *et al.* (1990), as the eddy translation speed is $c \in [1.9, 4.5] \text{ cm s}^{-1}$ ($(\beta_0 R^2_d)/2 < c < 0.5(\beta_0 g'/f_0^2)(H + h_{max})/2$, where f_0 and β_0 are the Coriolis parameter and latitudinal variation at 20° N and $H + h_{max} = 350 \text{ m}$ is the depth inside and outside the eddy), the westward drift of the eddies in the MCP is due to the beta effect.

CONCLUSIONS

- The hydrography and circulation of the MCP were studied based on three years of results obtained by a ROMS numerical model. Temperature variability is greater at an annual scale, while the salinity and velocity fields show greater semiannual and mesoscale variability.
- The SST and SSS fields show a westward drift in the form of long Rossby waves for annual frequencies.
- Currents generate cyclonic and anticyclonic eddies in the area between Cabo Corrientes and Cabo San Lucas (entrance to the Gulf of California). The results suggest that eddies are generated because of barotropic instability.
- Anticyclonic eddies were more intense and moved westward due to the beta effect.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by the Mexican Council for Science and Technology (CONACYT projects 101759 to SGM and 133708 CB-2009-01 to APS) and by CICESE. DAP and FGV acknowledge receipt of a CONACYT scholarship.

English translation by Christine Harris.

REFERENCES

- Badan A. 1997. La corriente costera de Costa Rica en el Pacífico Mexicano. In: Lavín MF (ed.), Contribuciones a la Oceanografía en México. Monografía 3, Unión Geofísica Mexicana, pp. 99–112.
- Castro R, Mascarenhas A, Durazo R, Collins, CA. 2000. Seasonal variations of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Cienc. Mar.* 26: 561–583.

esfuerzo del viento en la entrada al golfo (no mostrado), ya que la generación de los dos remolinos más intensos coincidieron en verano cuando el viento se debilitó durante el monzón norteamericano, no siendo así con el que no se detectó, que tuvo lugar durante otoño. El rotor del esfuerzo del viento (no mostrado) como otro posible mecanismo generador de remolinos queda en duda, pues aunque tuvo una correlación significativa de 0.4 con la vorticidad de la zona Oeste, se descarta por tener un tiempo de acción y reacción corto (desfase 0) para generar los remolinos de las dimensiones tratados en este estudio.

La zona del PCM se caracteriza por tener un radio interno de Rossby (Rd) de 40 km (Chelton *et al.* 1998), que corresponde a una profundidad H de 150 m. Los remolinos generados en el modelo tienen un diámetro L de $\sim 300 \text{ km}$, una profundidad de $\sim 200 \text{ m}$, una velocidad orbital entre 20 y 30 cm s^{-1} y se desplazan a 4 cm s^{-1} hacia el suroeste. Una vez generados, los remolinos tienen una relación $L \approx 7.5 \text{ Rd}$, por lo que pueden considerarse como lineales y geostroficados ($L \gg \text{Rd}$, Willett *et al.* 2006). En coordenadas cilíndricas, las ecuaciones estacionarias que gobiernan el remolino son $v = (f\rho)^{-1}(\partial p/\partial r)$, donde f es el parámetro de Coriolis, $p(r)$ es la distribución de la presión y ρ la es densidad dentro del remolino. Como el parámetro de Coriolis es mayor en el borde norte ($f_N > f_S$, f en el hemisferio norte), se tiene entonces que $v_N < v_S$; es decir, la velocidad en la parte sur será mayor que en lado norte, y de aquí que parte del transporte en que se muestra en la figura 6 sea mayor hacia el oeste.

A manera de compensar la diferencia de velocidades en el mismo remolino, se desarrolla una autoadvección que depende de la polaridad del remolino, en este caso hacia el oeste. Sin embargo, la contribución causada por la reacción del fluido al ser desplazado hacia otras latitudes es dominante y el remolino se desplazará hacia el oeste sin importar la distribución del campo de presión. De acuerdo con Cushman-Roisin *et al.* (1990), como la velocidad de traslación del remolino se encuentra entre $c \in [1.9, 4.5] \text{ cm s}^{-1}$ ($(\beta_0 R^2_d)/2 < c < 0.5(\beta_0 g'/f_0^2)(H + h_{max})/2$, donde f_0 y β_0 son el parámetro y variación latitudinal de Coriolis a 20° N y $H + h_{max} = 350 \text{ m}$ la profundidad dentro y fuera del remolino), el desplazamiento de los remolinos en el PCM hacia el oeste es debido al efecto beta.

CONCLUSIONES

- Se estudió la hidrografía y la circulación del PCM mediante tres años de resultados del modelo numérico ROMS. La variabilidad de temperatura es mayor en la escala anual, mientras la de los campos de salinidad y velocidad es mayor en la escala semianual y en la mesoescala.
- Los campos TSM y SSM presentaron un desplazamiento hacia el oeste en forma de ondas largas de Rossby para frecuencias anuales.
- Se encontró que las corrientes generan remolinos ciclónicos y anticiclónicos en la zona entre cabo Corrientes y

- Castro R, Durazo R, Mascarenhas A, Collins CA, Trasviña A. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Res. (Part I)* 53: 188–200.
- Chelton DB, deSzoeke RA, Schlax MG, El Naggar K, Siwertz N. 1998. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.* 28: 433–460.
- Clarke AJ, Shi C. 1991. Critical frequencies at ocean boundaries. *J. Geophys. Res.* 96: 10731–10738.
- Cushman-Roisin B. 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 320 pp.
- Cushman-Roisin B, Chassignet EP, Benyang T. 1990. Westward motion of mesoscale eddies. *J. Phys. Oceanogr.* 20: 758–768.
- Emery WJ, Thomson RE. 1997. *Data Analysis in Physical Oceanography*. Pergamon, New York, 632 pp.
- Fiedler PC, Talley LD. 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69: 143–180.
- Flores-Morales AL, Parés-Sierra A, Marinone SG. 2009. Factors that modulate the seasonal variability of the sea surface temperature of the eastern tropical Pacific. *Geofís. Int.* 48: 337–349.
- Godínez VM, Beier E, Lavín MF, Kurczyn JA. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *J. Geophys. Res.* 115 (C04007).
- Kessler WS. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69: 181–217.
- Lavín MF, Marinone SG. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In: Velasco-Fuentes OU, Sheinbaum J, Ochoa J (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 173–204.
- Lavín MF, Beier E, Gómez-Valdés J, Godínez VM, García J. 2006. On the summer poleward coastal current off SW Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 33 (L02601).
- Lavín MF, Castro R, Beier E, Godínez VM, Amador A, Guest P. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res.* 114 (C02025), doi:10.1029/2008JC004896
- Marinone SG. 2003. A three-dimensional model of the mean and Seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 108 ((C10)3325), doi:10.1029/2002JC001720
- Palacios-Hernández E, Carrillo LE, Filonov A, Brito-Castillo L, Cabrera-Ramos CE. 2010. Seasonality and anomalies of surface temperature off the coast of Nayarit, Mexico. *Ocean Dyn.* 60: 81–91.
- cabo San Lucas (entrada al golfo de California). Los resultados sugieren que los remolinos se originan por inestabilidad barotrópica.
- Los remolinos anticiclónicos fueron más intensos y se desplazaron hacia el oeste debido al efecto beta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco de los proyectos 101759 de SGM y 133708 CB-2009-01 de APS financiados por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y el presupuesto ordinario de CICESE. DAP y FGV contaron con beca escolar por parte de CONACYT.

-
- Parés-Sierra A, O'Brien JJ. 1989. The seasonal and interannual variability of the California Current System: A numerical model. *J. Geophys. Res.* 94(C3): 3159–3180.
- Shchepetkin AF, McWilliams JC. 2005. The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Model.* 9: 347–404.
- Smith WHF, Sandwell DT. 1997. Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science* 277: 1956–1962.
- Torres-Orozco E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. MSc thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California. México. 80pp.
- Trasviña A, Lluch-Cota D, Filonov AE, Gallegos A. 1999. Los impactos de El Niño en México. Universidad Nacional Autónoma de México/Interamerican Institute for Global Change Research/Secretaría de Gobernación/Secretaría de Educación Pública-Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, pp. 69–101.
- Willett CS, Leben RR, Lavín MF. 2006. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69: 218–238.
- Zamudio L, Hulburt HE, Metzger EJ, Tiburg CE. 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, México. *J. Geophys. Res.* 112 (C05048).

*Received May 2011,
received in revised form December 2011,
accepted January 2012.*