

VARIACIONES DE PERIODO CORTO DE LA CIRCULACIÓN ANTICICLÓNICA EN BAHÍA SEBASTIÁN VIZCAÍNO, BC

SHORT TERM VARIATIONS OF THE ANTICYCLONIC CIRCULATION IN BAHÍA SEBASTIÁN VIZCAÍNO, BC

Alberto Amador-Buenrostro¹
María Luisa Argote-Espinosa¹
Manuel Mancilla-Peraza²
Manuel Figueroa-Rodríguez¹

¹ Departamento de Oceanografía Física, CICESE
Ensenada, Baja California
México

² Estación de Investigación del Pacífico, Sector Naval Militar
Topolobampo, Sinaloa
México

Recibido en marzo de 1994; aceptado en enero de 1995

RESUMEN

A partir de observaciones hidrográficas de corrientes e imágenes de satélite obtenidas del 7 al 19 de septiembre de 1992, se analiza la variabilidad en escala de tiempo de días de un giro anticiclónico localizado en bahía Sebastián Vizcaíno. Los resultados de este trabajo indican que durante septiembre de 1992 hubo una estrecha relación entre la manifestación superficial de un giro de agua cálida en el interior de bahía Sebastián Vizcaíno y la intensificación o relajamiento de la surgencia al norte de la bahía frente a punta Baja. Durante episodios de viento intenso del noroeste, el giro estuvo delimitado por marcados gradientes de temperatura superficial, generados por advección de agua de baja temperatura que ascendió a la superficie frente a punta Baja y fue transportada hacia el interior de la bahía. En periodos del orden de días, el diámetro del giro fluctuó entre 55 y 75 km y su profundidad entre 40 y 55 m; estas fluctuaciones estuvieron asociadas con variaciones en la intensidad del viento. Una característica sobresaliente del campo de viento en el interior de la bahía fue la generación de una zona de calmas al suroeste de isla de Cedros en presencia de vientos del noroeste. El rotacional del esfuerzo del viento resultante de tal distribución produce una convergencia en el transporte de Ekman, el cual, de acuerdo con los resultados recientes de un modelo barotrópico aplicado a bahía Sebastián Vizcaíno (Palacios *et al.*, en preparación), es el mecanismo responsable de la generación del giro anticiclónico. Las observaciones realizadas indican que también existe una importante respuesta baroclínica en esta convergencia del transporte de Ekman.

Palabras clave: circulación anticiclónica, surgencias, bahía Sebastián Vizcaíno, imágenes infrarrojas.

ABSTRACT

Hydrographic observations of currents and satellite images obtained from 7 to 19 September 1992 were used to analyze variability, on a time scale of days, of an anticyclonic eddy located in Bahía Sebastián Vizcaíno. The results indicate that during September 1992 there was a close relationship between the superficial manifestation of a warm-water eddy in the interior of Bahía Sebastián Vizcaíno and the intensification or relaxing of the upwelling to the north of the bay off Punta Baja.

During episodes of intense wind from the northwest, the eddy was delimited by marked gradients of surface temperature, generated by the advection of low-temperature water that rose to the surface in Punta Baja and was transported towards the interior of the bay. During periods on the order of days, the diameter of the eddy fluctuated between 55 and 75 km and its depth between 40 and 55 m; these fluctuations were associated with variations in the wind intensity. A noteworthy characteristic of the wind field in the interior of the bay was the generation of a calm zone to the southwest of Isla de Cedros when winds from the northwest were present. The wind stress curl resulting from that distribution produces a convergence in the Ekman transport, which, according to the recent results of a barotropic model applied to Bahía Sebastián Vizcaíno (Palacios *et al.*, in preparation), is the mechanism responsible for generating the anticyclonic eddy. The observations made indicate that there also exists an important baroclinic response to this convergence of the Ekman transport.

Key words: anticyclonic circulation, upwellings, Bahía Sebastián Vizcaíno, infrared images.

INTRODUCCIÓN

La bahía de Sebastián Vizcaíno (fig. 1) se localiza en la parte media del litoral del Pacífico de la península de Baja California. A la altura de punta Baja (30°N), la frontera norte de la bahía está marcada por un cambio abrupto en la dirección de la línea de costa y por un ensanchamiento de la plataforma continental. En esta localidad, la línea de costa, que desde la frontera de México con los Estados Unidos de Norteamérica (32°30'N) presenta una orientación noroeste (340°N) y una plataforma continental angosta (20 km), cambia su orientación hacia el noroeste (310°N), para después, a la altura de punta Rosarito (28°30'N), curvarse hacia el interior del océano Pacífico adquiriendo la forma de un anzuelo, en cuyo extremo sur se localiza punta Eugenia, que constituye la frontera sur de la bahía. Por su parte, la plataforma continental se ensancha paulatinamente desde punta Baja hasta alcanzar un máximo de 140 km al noroeste de punta Eugenia. Donde la plataforma es más ancha emerge una serie de islas, entre las cuales destaca la isla de Cedros (40 × 10 km y 1,200 m de altura máxima), que se localiza 20 km al norte de punta Eugenia. En el recuadro inferior de la fig. 1, se muestra el perfil de la altura máxima de isla de Cedros, proyectada en la dirección NO-SE. Las dimensiones de la bahía son aproximadamente de 90 km de ancho por 200 km de largo y su profundidad máxima es de 200 m. La comunicación con el océano Pacífico es casi totalmente abierta, excepto en el sur, donde se da a través

INTRODUCTION

Bahía Sebastián Vizcaíno (fig. 1) is located in the middle part of the Pacific littoral of the Baja California Peninsula. At Punta Baja (30°N), the northern border of the bay is marked by an abrupt change in the direction of the coast line and by a widening of the continental shelf. At this location, the coast line that presents a north-northwest orientation (340°N) and a narrow continental shelf (20 km) from the Mexico-United States border (32°30'N), changes its orientation towards the northwest (310°N). At Punta Rosarito (28°30'N) it curves towards the interior of the Pacific Ocean, acquiring the shape of a hook. Punta Eugenia is located in the southern extreme of this hook, which constitutes the southern border of the bay. As for the continental shelf, it gradually widens from Punta Baja until reaching a maximum of 140 km to the northwest of Punta Eugenia. A series of islands emerges from the widest part of the shelf, among which Isla de Cedros (40 × 10 km and 1,200 m maximum height) located 20 km to the north of Punta Eugenia, stands out. The lower inset of fig. 1 shows the maximum height profile of Isla de Cedros projected in a NW-SE direction. The dimensions of the bay are approximately 90 km wide by 200 km long with a maximum depth of 200 m. The communication with the Pacific Ocean is almost entirely open, except to the south where it occurs through the Dewey (between Punta Eugenia and Isla Natividad) and Keller (between Natividad and Cedros

de los canales Dewey (entre punta Eugenia e isla Natividad) y Keller (entre las islas Natividad y Cedros). Ambos canales son someros y estrechos; el primero tiene un ancho aproximado de 10 km y el segundo de 20 km, y la profundidad máxima en ambos es de 45 m.

La bahía Sebastián Vizcaino está localizada dentro de la región de la corriente de California, donde los vientos dominantes del noroeste dan lugar a una de las principales regiones de surgencia costera (Bakun y Nelson, 1977). Los procesos físicos y biológicos que tienen lugar en la zona le confieren una gran importancia desde el punto de vista ecológico y económico, ya que en sus aguas se encuentran especies de alto valor comercial (por ejemplo, langosta y abulón) y para algunas de ellas, como la sardina, es un área importante de desove durante todo el año (Groves y Reid, 1958).

La característica más sobresaliente de la circulación en bahía Sebastián Vizcaino es la presencia de un giro anticiclónico, reportado por primera vez por McEwen (1916). Este giro ha sido descrito a partir de distribuciones de los campos de temperatura, salinidad y corrientes; estas últimas obtenidas con métodos eulerianos y lagrangeanos. Se ha estimado que el giro tiene un diámetro de 50 a 65 km y se extiende hasta una profundidad de 60 a 70 m (Dawson, 1952; Groves y Reid, 1958; *Scripps Institution of Oceanography* [SIO], 1962; Wyllie, 1960), con velocidades en su periferia de hasta 0.70 ms^{-1} (SIO, 1962).

La posición del centro del giro ha sido ubicada en la parte occidental de la bahía ($28^{\circ}15'N$), aunque Groves y Reid (1958) y Wyllie (1960) han reportado variaciones latitudinales de ésta. Dawson (1952) sugirió que el factor responsable de la presencia del giro es el viento, y también se ha propuesto que el giro es provocado por el efecto combinado de variaciones espaciales del campo de viento y la configuración batimétrica de la bahía (SIO, 1962). Los vientos dominantes son del noroeste y se presentan en toda la bahía con excepción de una zona de calma a sotavento de la isla de Cedros.

Las imágenes de satélite (en la banda infrarroja) del noroeste de México muestran la

islands) channels. Both channels are shallow and narrow; the first has an approximate width of 10 km, the second of 20 km and both have a maximum depth of 45 m.

Bahía Sebastián Vizcaino is located within the region of the California Current where the dominant northwest winds give rise to one of the principal regions of coastal upwelling (Bakun and Nelson, 1977). The physical and biological processes that occur in the zone bestow on it a great importance from the ecological and economic point of view, since highly valued commercial species are found in its waters (for example, lobster and abalone) and for some of these, such as the sardine, it is an important area for spawning throughout the entire year (Groves and Reid, 1958).

The most noteworthy characteristic of the circulation in Bahía Sebastián Vizcaino is the presence of an anticyclonic eddy, reported for the first time by McEwen (1916). This eddy has been described from temperature, salinity and current distributions, these last ones were obtained from Eulerian and Lagrangean methods. It has been estimated that the eddy has a diameter between 50 and 65 km, that it extends up to a depth between 60 and 70 m (Dawson, 1952; Groves and Reid, 1958; *Scripps Institution of Oceanography* [SIO], 1962; Wyllie, 1960) and has velocities in its periphery of up to 0.70 ms^{-1} (SIO, 1962).

The position of the center of the eddy has been located in the western region of the bay ($28^{\circ}15'N$), although Groves and Reid (1958) and Wyllie (1960) have reported latitudinal variations for it. Dawson (1952) suggested that the wind is the factor responsible for the presence of the eddy, and it has also been suggested that the eddy is caused by the combined effect of spatial variations in the wind field and the bathymetric configuration of the bay (SIO, 1962). The dominant winds are from the northwest and are present throughout the entire bay with the exception of a calm zone leeward of Isla de Cedros.

The satellite images (in the infrared band) of northwest Mexico show the presence of the anticyclonic eddy, delimited by very marked

presencia del giro anticiclónico, delimitado por gradientes muy marcados en la temperatura superficial, como lo sugieren los fuertes contrastes de tonos de gris. El giro se observa en estas imágenes durante la mayor parte del año, pero es más evidente durante el otoño y menos notable durante el invierno. En el presente trabajo, se analiza el origen, la variabilidad del giro en escala de días, su dependencia con el viento y el campo de temperatura asociado con su presencia.

DATOS Y MÉTODOS

Durante el periodo del 8 al 17 de septiembre de 1992 se realizó una campaña oceanográfica en bahía Sebastián Vizcaíno, a bordo del *B/O Altair* de la Secretaría de Marina. Dicha campaña fue diseñada para cubrir dos objetivos principales: estudiar el intercambio de masas de agua a través de los canales Dewey y Keller y la circulación en el interior de la bahía. En este trabajo, se analizan sólo los datos hidrográficos pertinentes al segundo objetivo.

La red completa de estaciones cubierta durante el crucero y el procesamiento de los datos hidrográficos se presenta en el informe de datos de Plaza *et al.* (en preparación). En la fig. 1 se muestran únicamente las estaciones localizadas en el interior de la bahía. Una serie de estaciones de particular importancia para este trabajo se presentan en la fig. 1, conectadas mediante la línea AB. Dicha línea fue muestreada cuatro veces, en las fechas indicadas en la tabla 1.

Las mediciones hidrográficas se realizaron con un perfilador de temperatura y conductividad (CTD) Neil Brown Smart que funcionó de modo autónomo. Para la calibración de los datos se siguieron los procedimientos estándar establecidos por la UNESCO (Fofonoff y Millard, 1983; Saunders *et al.*, 1991). Además de las mediciones hidrográficas, en cada estación se tomaron datos meteorológicos: viento, presión atmosférica, humedad, nubosidad y temperatura ambiente.

Por cuestiones de logística no fue posible realizar mediciones de corrientes en el interior

gradients of surface temperature, as suggested by the strong contrasts in the gray tones. The eddy is observed in these images during the major part of the year, but it is more evident during the fall and less noticeable during the winter. In this study, the origin, variability of the eddy on a time scale of days, its dependency on the wind and the temperature field associated with its presence are analyzed.

DATA AND METHODS

During the period from 8 to 17 September 1992, a oceanographic cruise was conducted in Bahía Sebastián Vizcaíno aboard the *B/O Altair* from the Navy Department. This cruise was designed to cover two principal objectives: to study the exchange of water masses through the Dewey and Keller channels and the circulation inside the bay. This study analyzes only the hydrographic data pertinent to the second objective.

The complete network of stations covered in the cruise and the processing of the hydrographic data are presented in the data report by Plaza *et al.* (in preparation). Figure 1 shows only the stations surveyed in the interior of the bay. A series of stations particularly important for this study are shown in fig. 1, connected by the line AB. This line was sampled four times on the dates indicated in table 1.

The hydrographic measurements were made with a Neil Brown SMART temperature and conductivity profiler (CTD) that functioned autonomously. The data were calibrated using the standard procedures established by UNESCO (Fofonoff and Millard, 1983; Saunders *et al.*, 1991). Apart from the hydrographic measurements, meteorological data were also taken in each station: wind, atmospheric pressure, humidity, cloudiness and ambient temperature.

Due to logistics problems, it was not possible to conduct current measurements in the interior of the bay. As part of the study on the exchange of waters between the bay and adjacent ocean, a mooring was installed in the Keller Channel (in an area 44 m deep). A General Oceanics current meter (tilt angle type) was

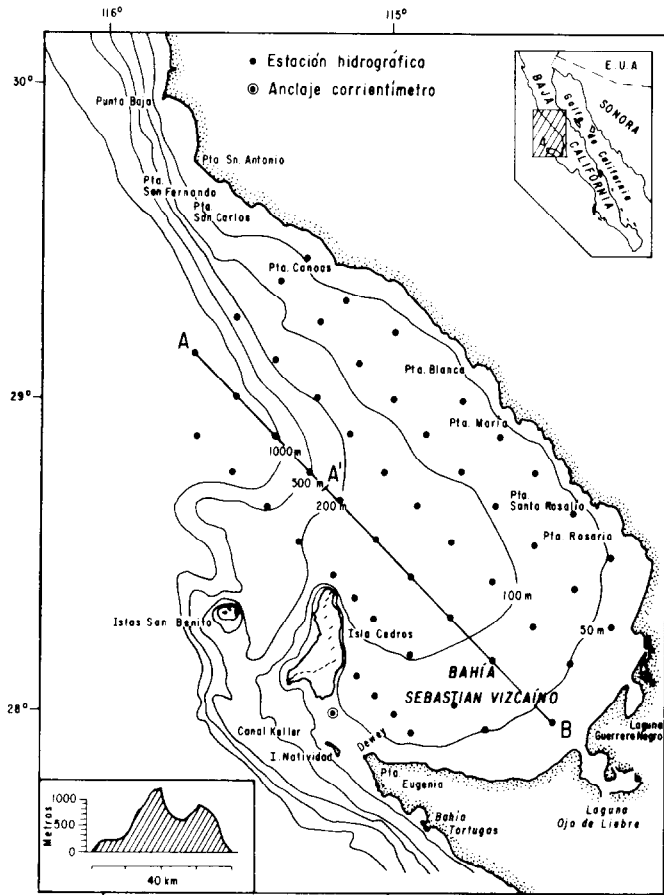


Figura 1. Área de estudio en la que se indica la red de estaciones hidrográficas y la ubicación del anclaje de corrientímetros en el canal de Keller. En el recuadro inferior izquierdo se muestra el perfil topográfico de isla de Cedros, proyectado sobre la dirección NO-SE (línea quebrada sobre la isla).

Figure 1. Study area in which the hydrographic stations and the location of the mooring with the current meters in Keller Channel are indicated. In the lower left inset, the topographic profile of Isla de Cedros is shown, projected in a NW-SE direction (broken line on the island).

de la bahía. Como parte del estudio del intercambio de aguas entre la bahía y océano adyacente, se instaló un anclaje en el canal de Keller (en una zona de 44 m de profundidad). En este anclaje se colocó un correntómetro General Oceanics (tipo inclinómetro) a 10 m de la superficie y un correntómetro IC (tipo rotor Savonius) a 30 m de profundidad. Los datos de corrientes fueron corregidos por variación magnética, alisados con un filtro de promedio corrido (Godin, 1972) y diezmados a un dato

placed on this mooring 10 m from the surface as well as an IC current meter (Savonius rotor type) 30 m from the surface. The current data were corrected for magnetic variation, smoothed with a running mean filter (Godin, 1972) and decimated to one datum per hour. The principal harmonic components were obtained from harmonic and admittance analyses. These harmonics were used to predict the tidal current during the sampling interval. The residual current was obtained by subtracting the tidal

Tabla 1. Programa de mediciones realizadas durante el estudio en bahía Vizcaíno, 1992.
Table 1. Schedule of measurements conducted during the Bahía Vizcaíno study, 1992.

| Tipo de mediciones | Días de septiembre de 1992 | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|----------------------------|--------|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| Imágenes de satélite | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | | ↔ |
| Vientos | ←—————→ | | | | | | | | | | | | |
| Corrientes | ←—————→ | | | | | | | | | | | | |
| Muestreo extensivo | | ←————→ | | | | | | | | | | | |
| Muestreo línea AB | | ↔ | ↔ | ↔ | ↔ | | ↔ | | | ↔ | | | |

por hora. Mediante análisis armónico y de admitancia, se obtuvieron los componentes armónicos principales. A partir de estos armónicos se efectuó la predicción de la corriente de marea para el intervalo de muestreo. La corriente residual fue obtenida al restar, a los datos horarios, la corriente de marea. El procesamiento detallado de los datos de corrientes se describe en Mancilla-Peraza *et al.* (en preparación).

Además, se obtuvieron 12 imágenes de satélite de la zona en la banda infrarroja, las cuales corresponden a los días 7 a 19 de septiembre de 1992 (tabla 1). Las imágenes de satélite fueron obtenidas de SIO. Son imágenes en el infrarrojo del sensor AVHRR (radiómetro avanzado de muy alta definición). Las imágenes se obtuvieron registradas geográficamente, calibradas en temperatura y corregidas por distorsión atmosférica. Después de este preprocesado, se realizó una redistribución de los valores en cada imagen, con base en sus histogramas, con el fin de resaltar los contrastes en las áreas pertenecientes al océano y reducirlos en las de tierra. Una vez obtenido un histograma común para toda la serie de imágenes, se creó la paleta de colores usada en todas las imágenes.

RESULTADOS

Los vientos

Durante la campaña oceanográfica, se obtuvieron registros de viento a intervalos de 2 a 4 h en la red de estaciones hidrográficas que se

current from the hourly data. The detailed processing and current data are described in Mancilla-Peraza *et al.* (in preparation).

Twelve satellite images of the zone in the infrared band were also obtained, which correspond to 7 to 19 September 1992 (table 1). The satellite images were obtained from SIO. They are infrared images from the sensor AVHRR (an advanced radio meter with very high definition). The images obtained were geographically registered, calibrated in temperature and corrected for atmospheric distortion. After this process, a redistribution of the values from each image was made based on their histograms in order to emphasize the contrasts in the areas pertaining to the ocean and reduce those on land. Once the common histogram was obtained for the entire series of the images, the color pallet was created and used in all of the images.

RESULTS

Winds

During the oceanographic cruise, wind recordings were obtained at intervals of 2 to 4 h from the network of hydrographic stations that is shown in fig. 1. The wind recordings indicate that the dominant direction was from the northwest during the cruise (favorable for generating coastal upwelling in the zone), except in the southwest part of the bay and in the channel area. This spatial variation of the wind field is produced by Isla de Cedros, which generates a

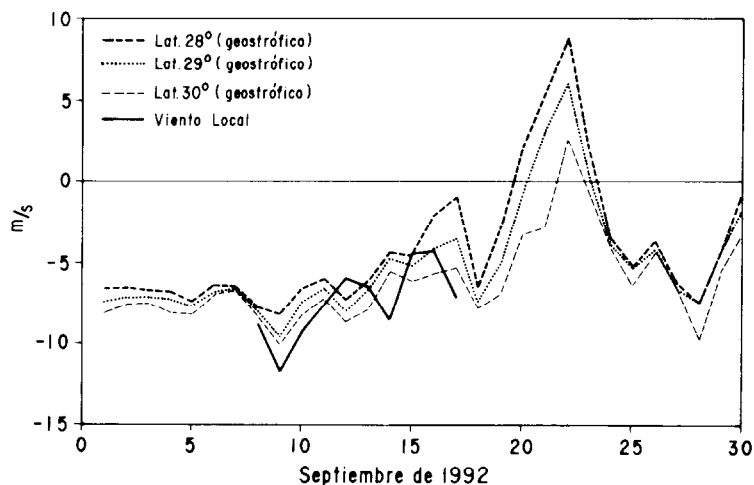


Figura 2. Promedios diarios de viento estimados de observaciones realizadas en las estaciones hidrográficas que se muestran en la fig. 1 (viento local) y vientos geostróficos de la zona de estudio.
Figure 2. Daily averages of the wind estimated from observations taken from the hydrographic stations that are shown in fig. 1 (local wind) and geostrophic winds in the study zone.

muestra en la fig. 1. Los registros de vientos indican que la dirección dominante fue del noroeste (favorable para la generación de surgencias costeras en la zona), excepto en el suroeste de la bahía y en el área de los canales. Esta variación espacial del campo de vientos es producida por isla de Cedros, la cual en presencia de vientos del noroeste genera una zona de calma en el suroeste de la bahía.

A partir de los registros de viento obtenidos en la red de estaciones hidrográficas, se estimaron promedios diarios del componente paralelo a la costa (310°N). Para estas estimaciones se eliminaron las observaciones realizadas al oeste de isla de Cedros (las cuales no se incluyen en la fig. 1) y en la zona de los canales. Además, se contó con datos de vientos geostróficos estimados para tres localidades adyacentes a la bahía (28°N , 29°N y 30°N). En la fig. 2 se muestran las series de tiempo de vientos medidos a bordo, las cuales de aquí en adelante denominaremos *viento local* y las series de viento geostrófico. Los vientos locales muestran dos eventos intensos, el más notable del 8 al 10 de septiembre, periodo durante el cual los vientos alcanzaron magnitudes de $\sim 12 \text{ ms}^{-1}$. El segundo evento, de menor duración, se presentó el día 14 con mag-

calm zone in the southwest part of the bay when winds from the northwest are present.

Using the wind recordings obtained at the hydrographic stations, the daily averages were estimated of the component parallel to the coast (310°N). The observations made to the west of Isla de Cedros (which are not included in fig. 1) and in the channel zone were eliminated from these estimations. Geostrophic wind data estimated from three locations adjacent to the bay (28°N , 29°N and 30°N) were also used. Figure 2 shows the time series of the winds measured aboard the ship, which hereinafter will be called *local wind* and the series of the geostrophic wind. The local winds show two intense events, the most conspicuous from 8 to 10 September during which time the winds reached magnitudes of $\sim 12 \text{ ms}^{-1}$. The second short-lived event was presented on the 14th with magnitudes of $\sim 8.5 \text{ ms}^{-1}$. In general, both the local and geostrophic winds show that the wind reached maximum magnitudes at the beginning of the observations, with a tendency to decrease towards the end of the experiment. It is also evident that during the first days of September, the wind presented a strong equatorward component with a maximum on 9 September. From

nitudes de $\sim 8.5 \text{ ms}^{-1}$. En general, los vientos locales y los vientos geostroficados muestran que el viento alcanzó las magnitudes máximas al inicio de las observaciones, con una tendencia a disminuir hacia el final del experimento. Es evidente, además, que desde los primeros días de septiembre el viento presentó un fuerte componente hacia el ecuador, el cual fue máximo el 9 de septiembre. A partir de este día el componente hacia el ecuador disminuyó en intensidad, y desde el 20 de septiembre invirtió su dirección.

Las corrientes

En la fig. 3 se muestran los datos de corrientes girados 90° en la dirección del eje principal del canal de Keller (este-oeste), de los dos niveles de observación. Los valores positivos indican flujo hacia el este. Para ambos niveles se muestran tanto los datos horarios (figs. 3a, c) como la corriente persistente (figs. 3b, d). Esta última se obtuvo aplicando a los datos el filtro pasa bajo de Godin (1972). Los promedios horarios y la serie filtrada muestran que si bien la marea juega un papel importante en el intercambio de agua en la bahía, el flujo persistente fue hacia el exterior de ésta durante la mayor parte del periodo de observaciones. El análisis espectral de los datos reveló que la energía de la corriente persistente representa el 57 y 37% de la energía total, para los niveles de 10 y 30 m, respectivamente (Mancilla *et al.*, 1992).

Las corrientes persistentes, al igual que los vientos, muestran un evento fuerte del 8 al 11 de septiembre y un evento de menor magnitud el día 15. En los dos últimos días de mediciones, al disminuir de manera notable la intensidad del viento, el flujo promedio estuvo dirigido hacia el interior de la bahía. Esta inversión se observó a mediados del día 16 en el correntómetro más profundo (30 m) y a partir del día 17 en el más superficial (10 m).

La hidrografía

Al comparar las distribuciones de temperatura y densidad (estas últimas no mostradas en el presente trabajo), se encontró que durante la

this day on, the equatorward component decreased in intensity and changed its direction beginning on 20 September.

Currents

Figure 3 presents the current data rotated 90° in the direction of the main axis of the Keller Channel (east-west) from the two levels of observation. The positive values indicate flow towards the east. Both the hourly data (figs. 3a, c) and persistent current (figs. 3b, d) were sampled at both levels. The persistent current was obtained by applying Godin's (1972) low-pass filter to the data. The hourly averages and the filtered series show that although the tide plays an important part in the exchange of water in the bay, the persistent flow was towards the exterior during the major part of the period of observations. The spectral analysis of the data revealed that the energy of the persistent current represents 57 and 37% of the total energy for the 10 and 30 m levels, respectively (Mancilla *et al.*, 1992).

The persistent currents as well as the winds show a strong event from 8 to 11 September and an event of less magnitude on the 15th. On the last two days of measurements, as the wind intensity decreased noticeably, the average flow was directed towards the interior of the bay. This inversion was observed around noon on the 16th in the deepest current meter (30 m) and beginning on the 17th in the shallowest (10 m).

Hydrography

Upon comparing the temperature and density distributions (density is not presented in the present study) it was found that during the cruise (conducted at the end of summer), the density field was controlled mainly by temperature. While the maximum variation in temperature was 17°C (from 8 to 25°C), that of salinity was only 1.4 units (from 33.1 to 34.5). These variations in temperature and salinity induce fluctuations in density by approximately 4 and 1 units, respectively. Also, given that the variations in the location and in the dimensions of the eddy at subsurface levels are compared to

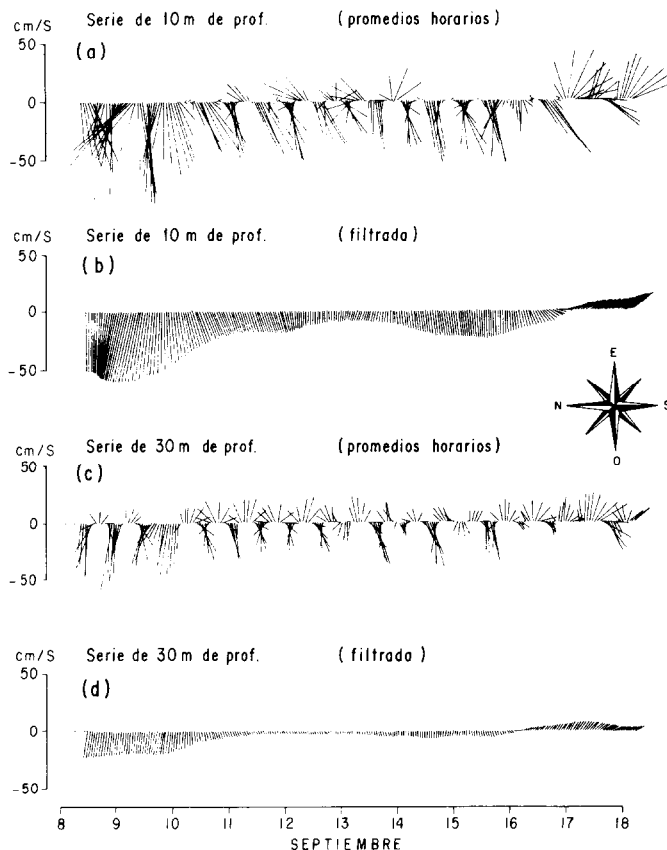


Figura 3. Series de tiempo de corrientes obtenidas en el canal de Keller a 10 y 30 m de profundidad, en una columna de agua de 45 m. La ubicación del anclaje se indica en la fig. 1. La serie cubre el periodo del 8 al 17 de septiembre de 1992.

Figure 3. Time series of the currents obtained from Keller Channel at depths of 10 and 30 m, in a 45 m water column. The location of the mooring is indicated in fig. 1. The series covers the period from 8 to 17 September 1992.

campana (llevada a cabo a finales de verano) el campo de densidad estuvo controlado principalmente por la temperatura. Mientras que la variación máxima de temperatura fue 17°C (de 8°C a 25°C), la de salinidad fue de sólo 1.4 unidades (de 33.1 a 34.5). Estas variaciones en temperatura y salinidad inducen fluctuaciones en densidad de aproximadamente 4 y 1 unidades, respectivamente. Además, dado que las variaciones en la ubicación y en las dimensiones del giro en niveles subsuperficiales se comparan con su manifestación en las distribuciones de

its manifestation in the surface temperature distributions (infrared images), it was considered appropriate for the objectives of this study to describe the hydrography based on the distributions of the temperature field.

The distributions of the surface temperature (fig. 4a) and those at the 10 and 20 m deep levels (figs. 4b, c) show a low-temperature area (< 18°C) as a noteworthy characteristic off Punta Canoas and in areas with more elevated temperatures (> 22°C) in the southwest region of the bay and in the Keller and Dewey channels.

temperatura superficial (imágenes infrarrojas), se consideró apropiado para los objetivos de este trabajo describir la hidrografía con base en las distribuciones del campo de temperatura.

Las distribuciones de temperatura superficial (fig. 4a) y las de los niveles a 10 y 20 m de profundidad (figs. 4b, c) muestran como característica sobresaliente un área de baja temperatura ($< 18^{\circ}\text{C}$) frente a punta Canoas, y áreas de temperatura más elevada ($> 22^{\circ}\text{C}$) en la región suroeste de la bahía y en los canales de Keller y Dewey. Las distribuciones sugieren la presencia de una pluma de agua de baja temperatura ($< 20^{\circ}\text{C}$), la cual se proyecta de punta Canoas hacia el sur sobre la plataforma continental ($H < 200$ m). Frente a punta María, donde la plataforma continental se hace más amplia, se aprecia una bifurcación de esta pluma de baja temperatura. Una parte fluye siguiendo el contorno de la costa hacia el interior de la bahía y su efecto es evidente hasta la zona costera adyacente a laguna Ojo de Liebre. La otra rama se extiende hacia afuera de la costa (suroeste) siguiendo el talud continental, y su influencia se aprecia hasta la región noreste de isla de Cedros (figs. 4a, b, c). Otro rasgo sobresaliente en estas distribuciones de temperaturas es la presencia de aguas cálidas ($> 22^{\circ}\text{C}$) en el centro de la bahía, que a 20 m de profundidad forman una lente ubicada al este de isla de Cedros (fig. 4c). El contraste entre esta lente de aguas cálidas y las aguas frías que fluyen hacia el sur a lo largo de la costa y el talud continental, claramente sugieren la presencia de un giro anticiclónico, centrado a ~ 25 km al este de isla de Cedros.

Las distribuciones verticales de temperatura a lo largo de la línea AB (fig. 5) muestran que la lente de agua cálida observada en las distribuciones de temperatura superficial en el centro de la bahía se extiende hacia niveles subsuperficiales mayores de 20 m. Los periodos durante los cuales se cubrió este transecto se detallan en la tabla 1.

Con el fin de tener una isoterma de referencia para describir la evolución temporal del campo de temperatura a lo largo de la línea AB, se define como límite de la lente de agua cálida la isoterma de los 22°C . En las dos primeras

The distributions suggest the presence of a low-temperature water plume ($< 20^{\circ}\text{C}$), which is projected from Punta Canoas towards the south over the continental shelf ($H < 200$ m). Off Punta María, where the continental shelf widens, a bifurcation appears in this low-temperature plume. One part flows following the contour of the coast towards the interior of the bay, and its effect is evident up to the coastal zone adjacent to Laguna Ojo de Liebre. The other branch extends away from the coast (southwest) following the continental slope, and its influence can be observed up to the northeast region of Isla de Cedros (figs. 4a, b, c). Another noticeable feature in these temperature distributions is the presence of warm waters ($> 22^{\circ}\text{C}$) in the center of the bay, that at a depth of 20 m, form a lens located to the east of Isla de Cedros (fig. 4c). The contrast between this warm-water lens and those of cold waters that flow towards the south along the coast and the continental slope, clearly suggests the presence of an anticyclonic eddy, centered ~ 25 km to the east of Isla de Cedros.

The vertical distributions of temperature along line AB (fig. 5) show that the warm-water lens observed in the surface temperature distributions in the center of the bay extends toward subsurface levels greater than 20 m. The periods during which this transect was surveyed are provided in detail in table 1.

In order to obtain a reference isotherm to describe the temporal evolution of the temperature field along line AB, the isotherm at 22°C is defined as the limit of the warm-water lens. In the first two surveys of transect AB (figs. 5a, b) as this isotherm rises and cuts the surface, it delimits a circle with a diameter of ~ 50 km that reaches a depth of ~ 55 m in the central part of the eddy. These dimensions coincide with those reported by Groves and Reid (1958).

Upon comparing the temperature distributions from the four surveys of the transect AB, a displacement (from 10 to 15 km) towards the southeast is observed in the eddy. This displacement is more noticeable between the first two sections (figs. 5a, b) since here the eddy presented similar dimensions. Apart from variations in position, the vertical distributions of

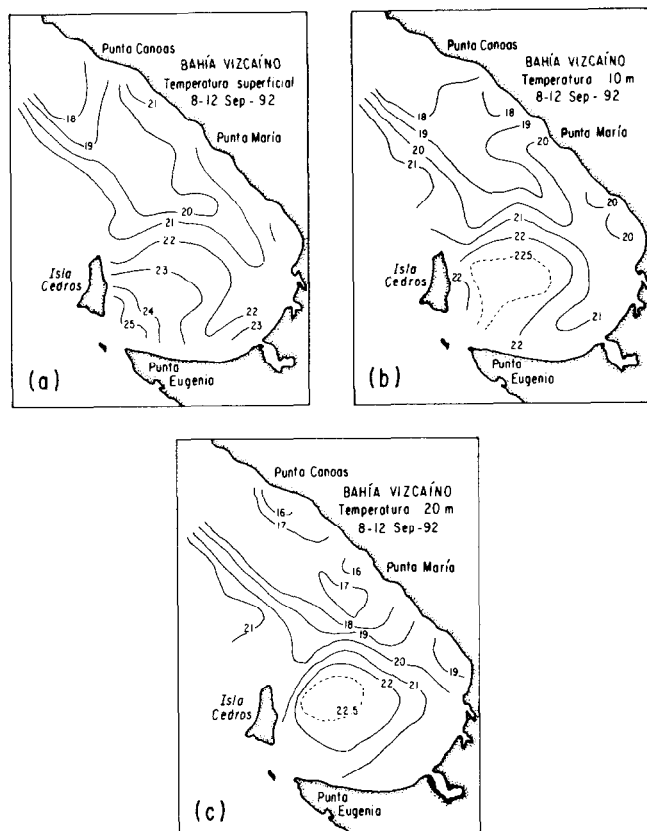


Figura 4. Distribución horizontal de la temperatura obtenida a partir de mediciones directas (CTD) en la red de estaciones. (a) superficial (b) 10 m de profundidad y (c) 20 m de profundidad.

Figure 4. Horizontal temperature distribution obtained from direct measurements (CTD) in the stations. (a) surface, (b) 10 m deep and (c) 20 m deep.

ocupaciones del transecto AB (figs. 5a, b), esta isoterma, al ascender y cortar la superficie, delimita un círculo de ~50 km de diámetro que alcanza una profundidad de ~55 m en la parte central del giro, dimensiones que coinciden con las reportadas por Groves y Reid (1958).

Al comparar las distribuciones de temperatura de las cuatro ocupaciones del transecto AB, se aprecia un desplazamiento (de 10 a 15 km) del giro hacia el sureste. Este desplazamiento es más notable entre las dos primeras secciones (figs. 5a, b), ya que en éstas el giro presentó dimensiones similares. Además de variaciones en la posición, las distribuciones verti-

the temperature also show variations in diameter and depth of the eddy, apparently associated with variations in the wind intensity. During the last two surveys (figs. 5c, d), the eddy was shallower and increased its diameter; the isotherm at 22°C rose from ~55 to ~40 m and its diameter in the surface increased from 50 to 75 km. Consequently, the slope of the isotherm at 22°C upon rising to the surface was reduced, when compared to the first two surveys. It is inferred from the above that the pronounced slopes of the isotherms from the 7th to 13th (figs. 5a, b) should induce very marked pressure gradients and consequently intense currents; however,

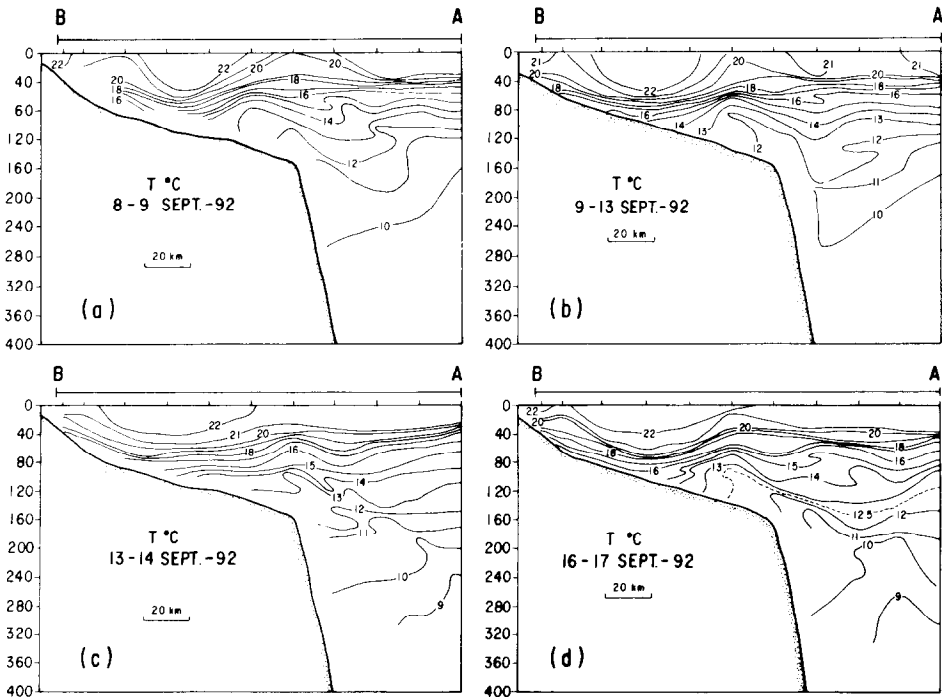


Figura 5. Distribución vertical de la temperatura a lo largo de la línea AB mostrada en la fig. 1. Se indican los días a los que corresponden las distribuciones.

Figure 5. Vertical temperature distribution along line AB shown in fig. 1. The days corresponding to the distributions are indicated.

cales de temperatura muestran variaciones en el diámetro y profundidad del giro, aparentemente asociadas con variaciones en la intensidad del viento. Durante las dos últimas ocupaciones de la sección (figs. 5c, d), el giro presentó menor profundidad e incrementó su diámetro; la isoterma de los 22°C ascendió de ~55 a ~40 m y su diámetro en la superficie se incrementó de 50 a 75 km. Consecuentemente, la pendiente de la isoterma de 22°C al ascender a la superficie fue menor, en comparación con las dos primeras ocupaciones de la sección. De lo anterior, se infiere que las pendientes tan pronunciadas de las isotermas durante los días 7 al 13 (figs. 5a, b), deben de inducir gradientes muy marcados de presión que, a su vez, den origen a corrientes intensas; sin embargo, éstas no se calcularon por considerar que la validez del balance geostrofico en una región tan somera y tan cer-

these were not calculated since the validity of the geostrophic balance in such a shallow region so close to the coast is questionable. The strong slopes of the isotherms were associated with strong winds (fig. 2) and intense currents flowing out of the bay in the channel region (fig. 3). In contrast, under conditions of weak winds and currents directed towards the interior of the bay, the slopes of the isotherms were less pronounced upon rising to the surface (figs. 5c, d).

Satellite images

This study utilized a series of 12 infrared satellite images taken by the NOAA11 and NOAA12 satellites from 7 to 19 September 1992. This series of images allows the study of the spatial distribution and temporal evolution

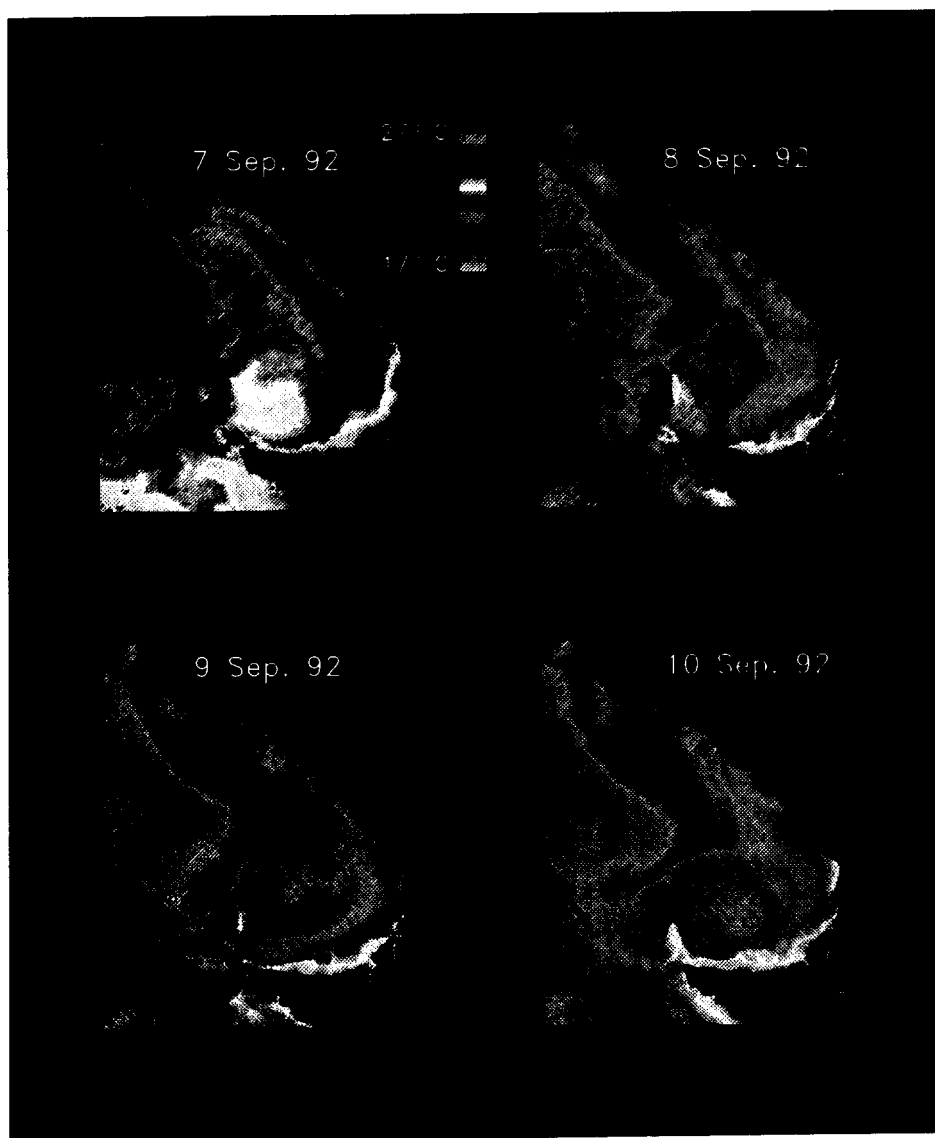


Figura 6. Imágenes infrarrojas de la región de bahía Sebastián Vizcaíno correspondientes a las fechas indicadas.

Figure 6. Infrared images of the Bahía Sebastián Vizcaíno region corresponding to the dates indicated.

cana a la costa es discutible. Las pendientes fuertes de las isotermas se presentaron asociadas a vientos fuertes (fig. 2) y a corrientes intensas hacia afuera de la bahía en la región de los canales (fig. 3). En contraste, bajo condiciones de vientos débiles y corrientes dirigidas hacia el interior de la bahía, las pendientes de las isotermas al ascender a la superficie fueron menos pronunciadas (figs. 5c, d).

Imágenes de satélite

Para este estudio, se contó con una serie de 12 imágenes infrarrojas de satélite captadas por los satélites NOAA11 y NOAA12 durante los días 7 a 19 de septiembre de 1992. Esta serie de imágenes permite examinar la distribución espacial y la evolución temporal de la temperatura superficial con mayor detalle que el permitido por los datos hidrográficos.

Las imágenes infrarrojas de la zona captadas durante el periodo de vientos más intensos (figs. 6, 7) muestran áreas de temperatura superficial mínima en la zona costera adyacente a las puntas Baja y San Antonio. A partir de esta zona se proyecta hacia el sur una pluma prominente de agua fría, y al igual que en las distribuciones obtenidas a partir de mediciones directas, se observa una bifurcación de esta pluma al sur de punta María. Una rama sigue el borde de la plataforma continental, mientras que la otra fluye hacia el interior de la bahía hasta el sureste de la isla de Cedros (fig. 6c). La advección de estas aguas frías produce fuertes gradientes horizontales de temperatura, los cuales enmarcan el giro de agua cálida.

Al decaer la intensidad del viento, estas imágenes muestran una disminución gradual de la intensidad de los gradientes de temperatura superficial (figs. 7, 8). Esta disminución de los gradientes se inicia en la costa sureste de la bahía y, posteriormente, se observa en la región ubicada al noroeste del giro. Al continuar las condiciones de vientos débiles, se pierde casi totalmente la evidencia superficial del giro y sólo frente a punta Baja persisten aguas de baja temperatura (fig. 8b). Para el día 19 de septiembre (fig. 8d) no se aprecia la banda costera

of the surface temperature in a more detailed manner than with hydrographic data.

The infrared images of the zone taken during the period of most intense winds (figs. 6, 7) show areas of minimum surface temperature in the coastal zone adjacent to Punta Baja and Punta San Antonio. From this zone, a prominent plume of cold water is projected southward and, as in the direct measurement distributions, a bifurcation in the plume is observed to the south of Punta María. One branch follows the border of the continental shelf while the other flows towards the interior of the bay up to the southeast of Isla de Cedros (fig. 6c). The advection of these cold waters produces strong horizontal gradients of temperature which frame the warm-water eddy.

As the wind intensity diminishes, these images show a gradual decrease in the intensity of the surface temperature gradients (figs. 7, 8). This decrease in the gradients begins in the southeast coast of the bay and is later observed in the region located to the northwest of the eddy. As conditions of weak winds continue, almost all of the surface evidence of the eddy is lost, and only off Punta Baja do low-temperature waters persist (fig. 8b). As of 19 September (fig. 8d) the coastal band of cold waters is not observed and consequently, neither are the surface temperature gradients that delimited the eddy within the bay.

These images suggest that the increase in temperature in the bay as the wind intensity decreases is produced, at least partially, by the advection of warm waters from the south. During episodes of intense winds (fig. 6), the images show a zone of warm waters distributed in the form of a wedge along the west coast of Punta Eugenia. As the intensity of the wind diminishes (fig. 8), a displacement in these warm waters towards the northeast is observed. The variations of the surface temperature distributions along the west coast of Punta Eugenia indicated by these images, as well as the variations in the direction of the currents observed in the Keller Channel (fig. 2), suggest that as the winds relax, the surface currents in the west coast of Punta Eugenia flow towards

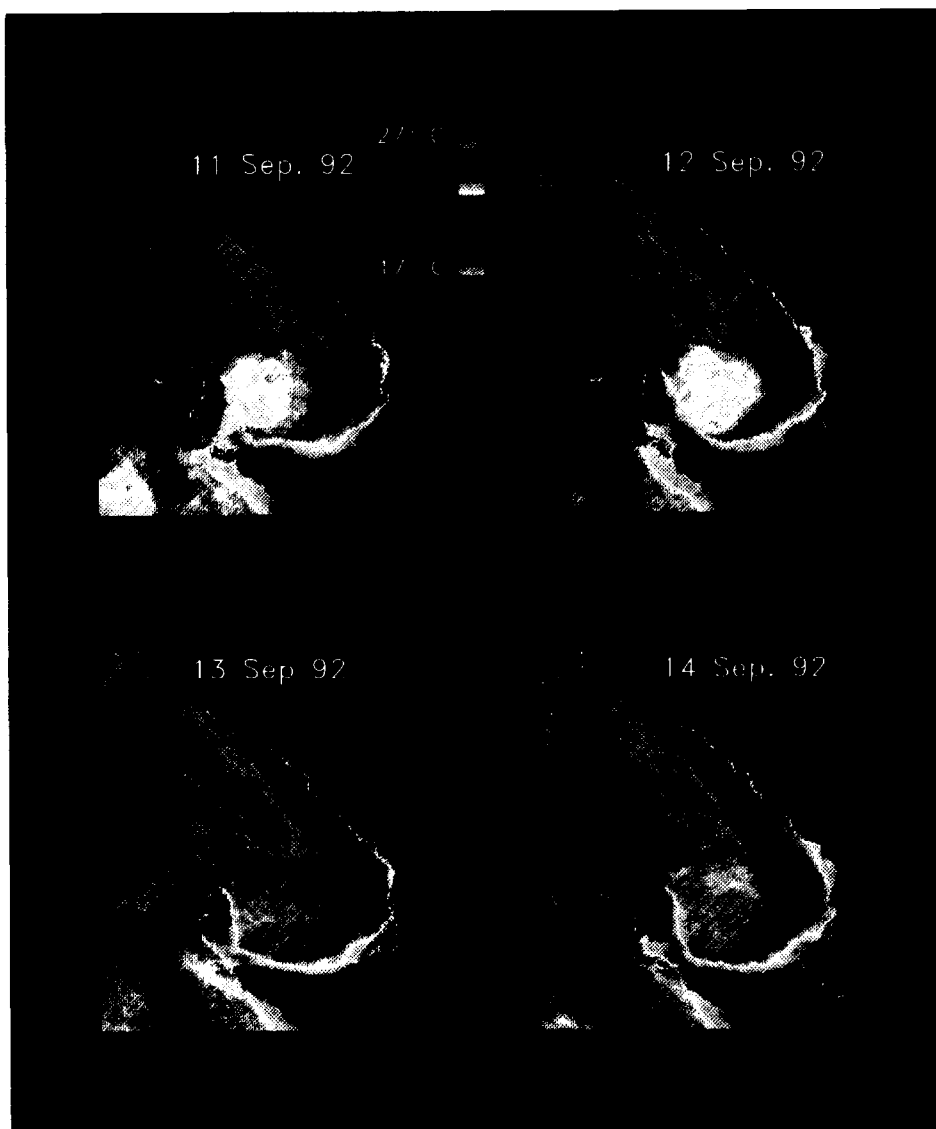


Figura 7. Imágenes infrarrojas de la región de bahía Sebastián Vizcaíno correspondientes a las fechas indicadas.

Figure 7. Infrared images of the Bahía Sebastián Vizcaíno region corresponding to the dates indicated.

de aguas frías y, en consecuencia, tampoco se observan los gradientes de temperatura superficial que delimitaban el giro dentro de la bahía.

Estas imágenes sugieren que el incremento de temperatura en la bahía, al decaer la intensidad del viento, es producido al menos parcialmente por advección de aguas cálidas del sur. Durante episodios de vientos intensos (fig. 6), las imágenes muestran una zona de aguas cálidas distribuidas en forma de cuña a lo largo de la costa oeste de punta Eugenia. Al disminuir la intensidad del viento (fig. 8), se aprecia un desplazamiento de estas aguas cálidas hacia el noroeste. Tanto las variaciones de las distribuciones de temperatura superficial a lo largo de la costa oeste de punta Eugenia indicadas por estas imágenes, como las variaciones de dirección de las corrientes observadas en el canal de Keller (fig. 2), sugieren que, al relajarse los vientos, las corrientes superficiales en la costa oeste de punta Eugenia fluyen hacia el noroeste y hacia el interior de la bahía a través del canal de Keller.

Con el fin de cuantificar la intensidad y persistencia de los gradientes horizontales de temperatura que delimitan el giro de aguas cálidas y en general la evolución temporal de la temperatura superficial en el interior de la bahía, en la fig. 9 se resume la evolución temporal de la temperatura superficial obtenida de las imágenes de satélite, a lo largo de la línea A'B (fig. 1). Durante el periodo de vientos más intensos (días 7 al 10), se observa claramente una zona de temperatura homogénea ubicada en la región central del transecto A'B (entre 30 y 60 km). Esta región de temperatura relativamente elevada ($> 22^{\circ}\text{C}$) estuvo limitada por fuertes gradientes en la posición correspondiente a las fronteras sur y norte del giro. En la porción norte (extremo A) el gradiente de temperatura fue más marcado ($\sim 1^{\circ}\text{C}/\text{km}$), en relación con el de la parte sur ($\sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$). A partir del 10 de septiembre, al disminuir marcadamente la intensidad del viento, se observó un incremento notable de temperatura en los extremos de la sección A'B y un consecuente debilitamiento de los gradientes sur y norte que delimitaban al giro al inicio del periodo de ob-

the northwest and towards the interior of the bay through the Keller Channel.

In order to quantify the intensity and persistence of the horizontal gradients of temperature that delimit the warm-water eddy and in general the temporal evolution of the surface temperature in the interior of the bay, fig. 9 summarizes the temporal evolution of the surface temperature obtained from the satellite images along the line A'B (fig. 1). During the period of most intense winds (days 7 to 10) a zone of homogeneous temperature is clearly observed in the central region of the transect A'B (between 30 and 60 km). This region of relatively elevated temperature ($> 22^{\circ}\text{C}$) was limited by strong gradients in the positions corresponding to the southern and northern borders of the eddy. In the northern portion (point A), the temperature gradient was stronger ($\sim 1^{\circ}\text{C}/\text{km}$) in relation to the southern part ($\sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$). From 10 September, as the wind intensity decreased noticeably, a marked increase in temperature in the extremes of section A'B was observed and a consequent weakening in the southern and northern gradients that delimited the eddy at the beginning of the observation period. As conditions of weak winds continued, the above mentioned gradients disappear and a distribution of homogeneous temperature is observed along the transect.

In summary, in the region where the nucleus of the eddy exists, the temperature remains almost constant (~ 22.0 to 22.5°C) from the 7th to the 14th, while as the winds relax starting on the 10th, an increase in temperature is presented on both sides of the eddy, associated with the relaxing of the upwelling. Finally, a general heating is presented on the 14th, which is more pronounced in the southern region where the maximum temperatures are found ($\sim 27^{\circ}\text{C}$).

DISCUSSION

In this study, the behavior of a warm-water eddy in the interior of Bahía Sebastián Vizcaíno associated with the development and weakening of a coastal upwelling event is analyzed.

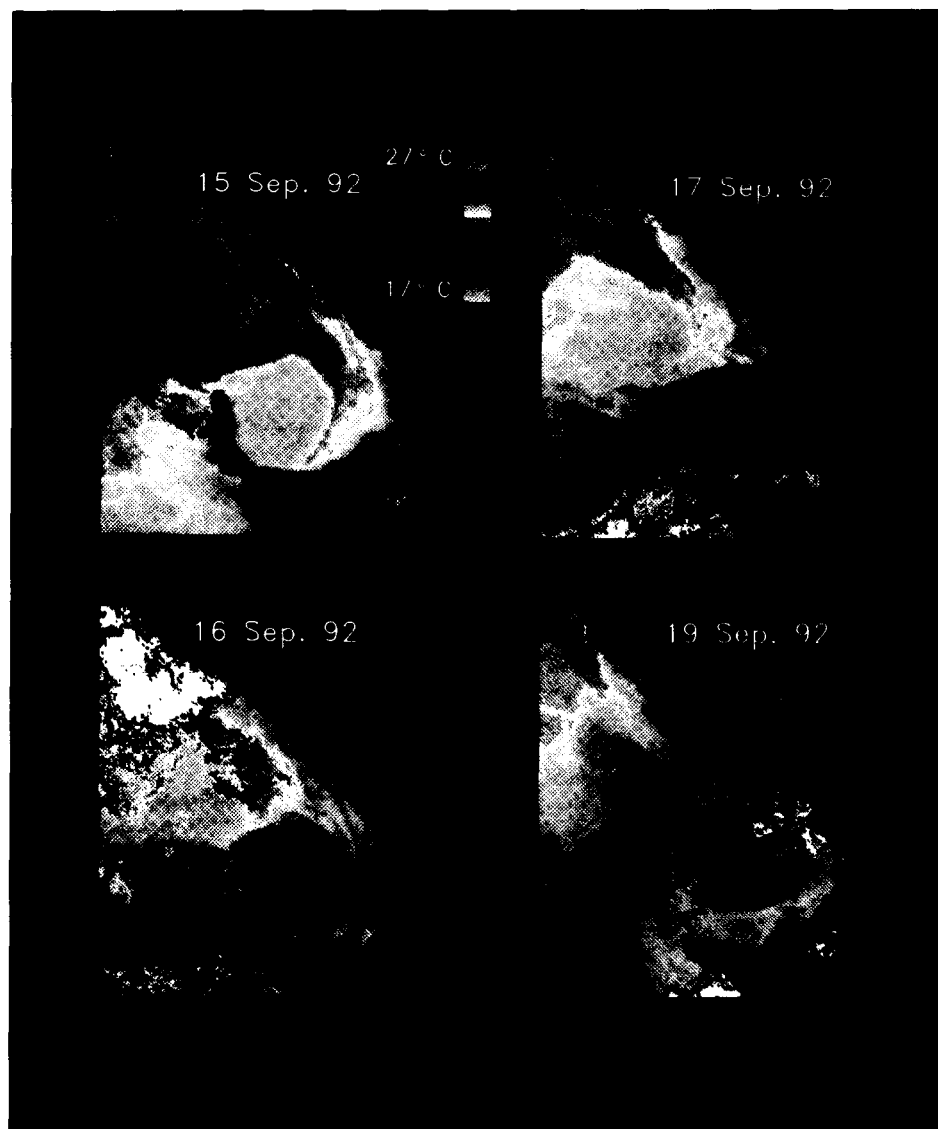


Figura 8. Imágenes infrarrojas de la región de bahía Sebastián Vizcaíno correspondientes a las fechas indicadas.

Figure 8. Infrared images of the Bahía Sebastián Vizcaíno region corresponding to the dates indicated.

servación. Al continuar las condiciones de viento débil, los gradientes antes mencionados desaparecen y se observa una distribución de temperatura homogénea a lo largo del transecto.

Resumiendo, en la región que ocupa el núcleo del giro, la temperatura permanece casi constante (~ 22.0 a 22.5°C) desde el día 7 hasta el 14, mientras que en ambos flancos a partir del día 10, al relajarse los vientos, se presenta un incremento de temperatura asociado con el relajamiento de la surgencia. Finalmente, a partir del día 14 hay un calentamiento general, más pronunciado en la parte sur, donde se detectan las temperaturas máximas ($\sim 27^\circ\text{C}$).

DISCUSIÓN

En este trabajo se analiza el comportamiento de un giro de agua cálida en el interior de bahía Sebastián Vizcaíno, asociado con el desarrollo y decaimiento de un evento de surgencias costeras.

Las surgencias

Se ha establecido que la zona adyacente a bahía Sebastián Vizcaíno es una región de surgencias costeras inducidas por el viento. El desarrollo de un evento de surgencia fue evidente en las distribuciones de temperatura superficial, donde se observa la presencia de aguas de baja temperatura frente a punta Baja, en una angosta banda costera. El ancho de esta banda (aproximadamente 15 km) corresponde al radio de deformación de Rossby, donde se espera que el ascenso de aguas subsuperficiales produzca un máximo en el gradiente de presión horizontal y, consecuentemente, una intensificación de la corriente superficial costera. Al prevalecer las condiciones de viento intenso del noreste se observó como característica sobresaliente, la presencia de una pluma de agua de baja temperatura, la cual se proyectó de punta Baja hacia el sur a lo largo del borde de la plataforma continental (figs. 4, 6, 7, 8).

El comportamiento de la temperatura superficial indica una marcada intensificación de la surgencia frente a punta Baja y la presencia de una corriente costera intensa dirigida hacia el sur. No obstante que la información disponible no permite establecer en forma concluyente cual

Upwellings

It has been established that the zone adjacent to Bahía Sebastián Vizcaíno is a region of wind-induced coastal upwellings. The development of an upwelling event was evident in the surface temperature distributions, where the presence of low-temperature waters off Punta Baja is observed in a narrow coastal band. The width of this band (approximately 15 km) corresponds to the Rossby radius of deformation, where the rising of subsuperficial waters is expected to produce a maximum in the horizontal pressure gradient and consequently an intensification in the coastal surface current. As conditions of intense wind from the northeast persist, the presence of a low-temperature water plume was observed as a noteworthy characteristic, which was projected from Punta Baja towards the south along the border of the continental shelf (figs. 4, 6, 7, 8).

The behavior of the surface temperature indicates a marked intensification in the upwelling off Punta Baja and the presence of an intense coastal current directed towards the south. Even though it cannot be conclusively established from the available information which mechanism is responsible for the variation in the intensity of the upwelling along the coast, other studies on coastal upwelling (Bang, 1973; Batteen *et al.*, 1992, among others) and the results obtained here suggest that this behavior is produced by the combined effect of the abrupt change in the mean orientation of the coast in the Punta Baja zone and by spatial variations in the wind field. Under spatially homogeneous northeast wind conditions, the change in the orientation of the coast to the south of Punta Baja would induce a relative weakening of the wind component parallel to the coast, and consequently in the Ekman transport. The divergence in the Ekman transport would form restricted zones of intense upwelling in the vicinity of Punta Baja. This behavior has been widely documented in other areas of upwelling such as in the coasts of Oregon (Peffley and O'Brien, 1976) and in the northwest coast of Baja California (Barton and Argote, 1980).

es el mecanismo responsable de la variación de la intensidad de la surgencia a lo largo de la costa, otros estudios de surgencias costeras (Bang, 1973; Batteen *et al.*, 1992, entre otros) y los resultados obtenidos sugieren que dicho comportamiento es producido por el efecto combinado del cambio abrupto de la orientación media de la costa en la zona de punta Baja y por variaciones espaciales del campo de viento. En presencia de un campo de viento del noreste espacialmente homogéneo, el cambio de orientación de la costa al sur de punta Baja induciría un debilitamiento relativo del componente del viento paralelo a la costa y, en consecuencia, del transporte de Ekman. La divergencia en el transporte de Ekman daría lugar a zonas restringidas de intensa surgencia en la vecindad de punta Baja. Este comportamiento ha sido ampliamente documentado en otras áreas de surgencia, como las costas de Oregon (Peffley y O'Brien, 1976) y la costa noroeste de Baja California (Barton y Argote, 1980).

Por otra parte, las distribuciones de temperatura superficial en la zona adyacente a la costa oeste de las puntas Eugenia y Baja sugieren que el campo de viento presentó variaciones espaciales a lo largo de la costa, de escala espacial mayor que las arriba indicadas. Dado que en ambas regiones la orientación media de la costa es similar, se esperaría, en presencia de viento del noroeste espacialmente homogéneo, la generación de surgencias en ambas regiones. Sin embargo, las distribuciones de temperatura superficial indicaron una intensa actividad de surgencia frente a punta Baja. Esto contrasta con las elevadas temperaturas superficiales que prevalecieron en la costa oeste de punta Eugenia, lo cual implica que las condiciones de viento en ambas áreas fueron marcadamente diferentes. De hecho, en distribuciones del campo de viento reportadas en estudios previos de esta zona (Roden, 1972), se muestra que las variaciones espaciales más abruptas del esfuerzo del viento se presentan durante el verano en la zona adyacente a punta Eugenia. En la distribución del esfuerzo del viento correspondiente a agosto de 1970 (Roden, 1972), se aprecia que en la zona costera adyacente a punta Eugenia la amplitud del esfuerzo del viento varió, en dis-

On the other hand, the surface temperature distributions in the zone adjacent to the west coast of Punta Eugenia and Punta Baja suggest that the wind field presented spatial variations along the coast on a spatial scale greater than those mentioned above. Given that both regions have a similar mean coastal orientation, the generation of upwellings in both zones would be expected in the presence of spatially homogeneous winds from the northwest. However, the surface temperature distributions indicated an intense activity off Punta Baja. This contrasts with the elevated surface temperatures that prevail in the west coast of Punta Eugenia, which implies that the wind conditions in both areas were notably different. In fact, wind field distributions reported in previous studies for this zone (Roden, 1972) show abrupt spatial variations in the wind stress during the summer in the zone adjacent to Punta Eugenia. The wind stress distribution of August 1970 (Roden, 1972) shows that in the coastal zone adjacent to Punta Eugenia, the wind stress amplitude varied in distances of tenths of kilometers from ≥ 3 dynes cm^{-2} to < 1 dynes cm^{-2} . Even though direct observations of the winds off the west coast of Punta Eugenia were not available, the results indicate that the wind field presented a distribution similar to that observed by Roden (1972) in the summer.

Furthermore, the presence of a spatial gradient in the wind field along the coast of Punta Eugenia could explain the presence and displacement of a warm-water wedge located along its west coast. As indicated in the section on satellite images, this warm-water wedge remained off the west coast of Punta Eugenia during episodes of intense wind and was displaced towards the north as the wind weakened. A similar behavior in the temperature field described above was reported in the upwelling zone off the north coast of California, between Punta Reyes and Punta Arenas (Send *et al.*, 1987). In the north coast of California, a warm-water wedge was observed south of Punta Reyes, which, as the upwelling weakened, was displaced towards the north as a result of an inversion in the direction of the coastal current. This inversion in the current was attributed to

tancias de decenas de kilómetros, de ≥ 3 dinas cm^{-2} a < 1 dina cm^{-2} . A pesar de que no se cuenta con observaciones directas de vientos de la costa oeste de punta Eugenia, los resultados indican que el campo de viento presentó una distribución similar a la observada durante el verano por Roden (1972).

Además, la presencia de un gradiente espacial del campo de viento a lo largo de la costa de punta Eugenia podría explicar la presencia y el desplazamiento de una cuña de aguas cálidas localizada en la costa oeste de esta punta. Como se indicó en la sección de imágenes de satélite, esta cuña de aguas cálidas permaneció en la costa oeste de punta Eugenia durante episodios de viento intenso y se desplazó hacia el norte al debilitarse el viento. Un comportamiento similar del campo de temperatura antes descrito fue reportado en la zona de surgencias de la costa norte de California, entre las puntas Reyes y Arenas (Send *et al.*, 1987). En la costa norte de California, se observó una cuña de agua cálida al sur de punta Reyes, la cual al debilitarse la surgencia se desplazó hacia el norte como resultado de una inversión de la dirección de la corriente costera. Esta inversión de la corriente fue atribuida a la presencia de un gradiente espacial en el campo de viento que, de acuerdo con Send *et al.* (1987), es generado por la influencia topográfica de punta Reyes.

Es evidente que se requiere un experimento *ad hoc* que permita obtener información de la variabilidad espacial del campo de viento y corrientes en el área de punta Eugenia. No obstante, es interesante hacer notar que el comportamiento de temperatura superficial en punta Eugenia fue muy similar al observado en la costa norte de California. Además, las mediciones de corriente en el canal de Keller indicaron una inversión de la corriente asociada con un relajamiento de la surgencia.

El giro

Los resultados de este trabajo indican que, durante septiembre de 1992, existió una estrecha relación entre la manifestación superficial de un giro de agua cálida en el interior de bahía Sebastián Vizcaino y la intensificación o relaja-

the presence of a spatial gradient in the wind field, which according to Send *et al.* (1987), is generated by the topographic influence of Punta Reyes.

It is evident that an *ad hoc* experiment is required that would obtain information on the spatial variability of the wind field and currents in the area of Punta Eugenia. However, it is interesting to note that the behavior of the surface temperature in Punta Eugenia was very similar to that observed in the north coast of California. Furthermore, the current measurements from the Keller Channel indicated an inversion in the current associated with a relaxing in the upwelling.

The eddy

The results from this study indicate that during September 1992 a close relationship existed between the surface manifestation of a warm-water eddy in the interior of Bahía Sebastián Vizcaino and the intensification or relaxation of the upwelling off Punta Baja. During episodes of intense northwest wind, the eddy was delimited by marked surface temperature gradients. These gradients were generated by the advection of low-temperature water that rises to the surface off Punta Baja and is transported towards the interior of the bay. The geographic position of the eddy to the east of Isla de Cedros and the latitudinal oscillations in its mean position agree with previous observations (Groves and Reid, 1958; Wyllie, 1960).

During periods on the order of days, the diameter of the eddy fluctuated between 55 and 75 km and depth between 40 and 55 m; these fluctuations were associated with variations in the wind intensity. During the episode of greatest wind intensity, the eddy was displaced towards the north (figs. 5a, b), apparently as a consequence of the maximum invasion of upwelling waters along the coast towards the interior of the bay. It is observed in some satellite images that these low-temperature waters penetrate the bay up to the area southeast of Isla de Cedros. As wind intensity diminishes, the invasion of cold waters towards the bay decreases and the surface temperature gradients that de-

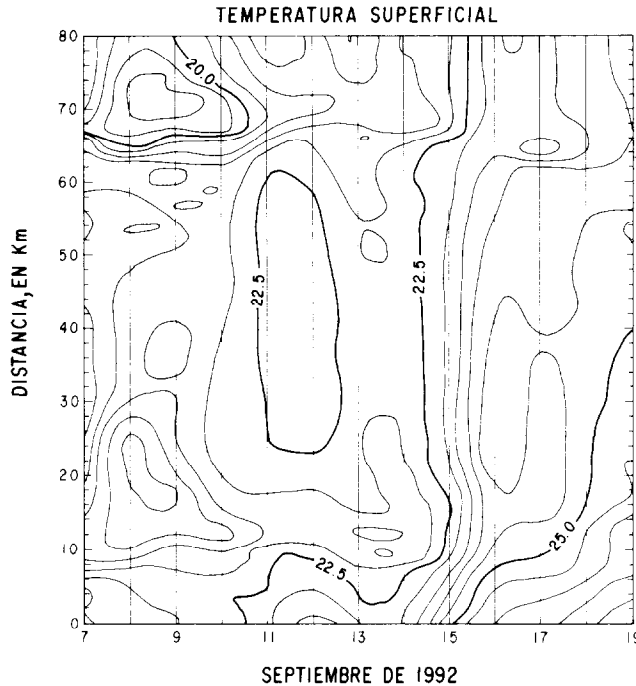


Figura 9. Evolución temporal de la temperatura superficial a lo largo de la línea A'B (véase fig. 1). Los datos de temperatura se obtuvieron de las imágenes de satélite.

Figure 9. Temporal evolution of the surface temperature along line A'B (see fig. 1). The temperature data were obtained from the satellite images.

miento de la surgencia frente a punta Baja. Durante episodios de viento intenso del noroeste, el giro estuvo delimitado por marcados gradientes de temperatura superficial. Estos gradientes fueron generados por advección de agua de baja temperatura que asciende a la superficie frente a punta Baja y es transportada hacia el interior de la bahía. La ubicación geográfica del giro hacia el oriente de la isla de Cedros y las oscilaciones latitudinales de su posición media concuerdan con observaciones anteriores (Groves y Reid, 1958; Wyllie, 1960).

En periodos del orden de días, el diámetro del giro fluctuó entre 55 y 75 km y su profundidad entre 40 y 55 m; estas fluctuaciones estuvieron asociadas a variaciones en la intensidad del viento. Durante el episodio de mayor intensidad del viento, el giro se desplazó hacia el norte (figs. 5a, b), al parecer como consecuencia de la invasión máxima de aguas de surgencia

limit the eddy are weakened (fig. 9). This gradient weakening is increased by the advection of warm waters from the south that penetrate the interior of the bay through the Keller and Dewey channels. This warm-water flow initially weakens the gradients in the southern part of the bay and later gives rise to a homogeneous temperature distribution and consequently the manifestation of the eddy in the surface temperature distributions disappears.

A noteworthy characteristic of the wind field inside the bay during the observations was the generation of a calm zone to the southeast of Isla de Cedros when winds from the northwest were present. The wind stress curl resulting from this marked horizontal gradient in the wind field produces a convergence in the Ekman transport, which according to the results from a barotropic model applied to the bay (Palacios *et al.*, in preparation), is the

hacia el interior de la bahía, las cuales siguen el contorno de la costa. En algunas imágenes de satélite, se observa que estas aguas de baja temperatura penetran en la bahía hasta el sureste de isla de Cedros. Al disminuir la intensidad del viento, la invasión de aguas frías hacia la bahía disminuye y los gradientes de temperatura superficial que delimitan al giro se debilitan (fig. 9). Este debilitamiento de los gradientes se incrementa por advección de aguas cálidas del sur, que penetran hacia el interior de la bahía a través de los canales de Keller y Dewey. El flujo de aguas cálidas debilita inicialmente los gradientes en la parte sur de la bahía y posteriormente da lugar a una distribución homogénea de temperatura y, en consecuencia, desaparece la manifestación del giro en las distribuciones de temperatura superficial.

Una característica sobresaliente del campo de viento en el interior de la bahía durante el periodo de observaciones fue la generación de una zona de calmas al sureste de isla de Cedros en presencia de vientos del noroeste. El rotacional del esfuerzo del viento que resulta de este marcado gradiente horizontal del campo de viento, produce una convergencia en el transporte de Ekman, el cual, de acuerdo con los resultados de un modelo barotrópico aplicado a la bahía (Palacios *et al.*, en preparación), es el mecanismo responsable de la generación del giro anticiclónico en el interior de bahía Sebastián Vizcaino. Las observaciones indican que también existe una importante respuesta baroclínica a esta convergencia del transporte de Ekman, como lo indica el descenso de la termoclina (figs. 5a, d).

Si el rotacional del esfuerzo del viento es el mecanismo responsable de la presencia del giro, se espera (como ha sido sugerido en estudios previos), que ésta sea una característica semipermanente. Además, dada la fuerte relación entre la manifestación superficial del giro y los eventos de surgencias, se espera que aquél presente fluctuaciones en su posición y dimensiones en respuesta a la variación de los eventos de surgencia, que ocurren casi durante todo el año frente a punta Baja. Dado que los gradientes verticales de temperatura son más

mechanism responsible for generating the anti-cyclonic eddy in the interior of Bahía Sebastián Vizcaino. The observations made here indicate that there also exists an important baroclinic response to this convergence of the Ekman transport, as indicated by the descent of the thermocline (figs. 5a, d).

If the wind stress curl is the mechanism responsible for the presence of the eddy, it is expected (as has been suggested in previous studies) that this would be a semipermanent characteristic. Furthermore, given the strong relationship between the surface manifestation of the eddy and the upwelling events, it is expected that the eddy present fluctuations in its position and dimensions in response to the variation of the upwelling events that occur throughout almost the entire year off Punta Baja. Given that the vertical temperature gradients are stronger in summer than in winter, it is expected that under similar wind conditions, the eddy would be less conspicuous in the surface temperature distributions during the winter. This has been observed in the infrared images of this zone, reviewed in this study.

English translation by Jennifer Davis.

pronunciados en verano que en invierno, se espera que bajo condiciones similares de viento, el giro sea menos conspicuo en las distribuciones de temperatura superficial durante el invierno. Esto se ha observado en imágenes infrarrojas de esta zona, revisadas en este trabajo.

REFERENCIAS

- Bakun, A. and Nelson, C.S. (1977). Climatology of upwelling related processes off Baja California. **CALCOFI Report**, 19: 107-127.
- Bang, N.D. (1973). Characteristics of an intense ocean frontal system in the upwelling region west of Cape Town. **Tellus**, 25: 256-265.
- Barton, E.D. and Argote, M.L. (1980). Hydrographic variability in an upwelling area off

- northern Baja California in June 1976. **J. of Marine Research**, 38(4): 631-649.
- Batteen, M.L., Lopes da Costa, C.N. and Nelson, C.S. (1992). A numerical study of wind stress curl effects on eddies and filaments off the northwest coast of the Iberian Peninsula. **J. Systems**, 3: 249-266.
- Dawson, E.Y. (1952). Circulation within Bahía Vizcaíno, Baja California and its effects on marine vegetation. **American J. Botany**, 39(7): 425-432
- Fofonoff, N.P. and Millard, R.C. (1983). Algorithms for computation of fundamental properties of sea water. **UNESCO Technical Papers in Marine Science**, 44, 53pp.
- Godin, G. (1972). **The Analysis of Tides**. University of Toronto Press. Toronto Can., 264 pp.
- Groves, G.W. y Reid, J.L. Jr. (1958). Estudios oceanográficos sobre las aguas de Baja California. **Primer congreso de historia regional**, Memoria Mexicali.
- McEwen, G.F. (1916). Summary and interpretation of the hydrographic observations made by the Scripps Institution for Biological Research of the University of California 1908 to 1915. **Zoology**, 15: 255-356.
- Peffley, M.B. and O'Brien, J.J. (1976). A three-dimensional simulation of a coastal upwelling off Oregon. **J. Physical Oceanography**, 6: 164-180.
- Roden, G.I. (1972). Large-scale upwelling off northwestern Mexico. **J. of Physical Oceanography**, 2(2): 184-189.
- Saunders, P.M., Mahrt, K.H. and Williams, R.T. (1991). Standards and laboratory calibration. **World Ocean Circulation Experiment, WOCE Operations Manual**, Vol. 3, WHP Office Report WHPO-9-1. WOCE Report No. 68/91. Woods Hole, Mass., USA.
- Scripps Institution of Oceanography (SIO) (1962). Data Report. Results of current measurements with drogues, 1958-1961. SIO Reference 62-27. **SIO, University of California**, San Diego.
- Send, U., Beardsley, R.C. and Winant, C.D. (1987). Relaxation from upwelling in the coastal ocean dynamics experiment. **J. Geophysical Research**, 92(C2): 907-917.
- Wyllie, J.G. (1960). The water masses of Sebastián Vizcaíno Bay. **CALCOFI Report**, 8(1): 907-917.