



Ciencias Marinas

ISSN: 0185-3880

acabello@uabc.edu.mx

Universidad Autónoma de Baja California
México

Castro, Rubén; Collins, Curtis A; Rago, Thomas A; Margolina, Tetyana; Navarro-Olache,
Luis F

Currents, transport, and thermohaline variability at the entrance to the Gulf of California
(19–21 April 2013)

Ciencias Marinas, vol. 43, núm. 3, 2017, pp. 173-190

Universidad Autónoma de Baja California
Ensenada, México

Available in: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=48052975003>

- How to cite
- Complete issue
- More information about this article
- Journal's homepage in redalyc.org

redalyc.org

Scientific Information System

Network of Scientific Journals from Latin America, the Caribbean, Spain and Portugal

Non-profit academic project, developed under the open access initiative

Currents, transport, and thermohaline variability at the entrance to the Gulf of California (19–21 April 2013)

Corrientes, transportes y variabilidad termohalina en la entrada al golfo de California (19–21 de abril de 2013)

Rubén Castro¹, Curtis A Collins^{2,3}, Thomas A Rago², Tetyana Margolina², Luis F Navarro-Olache⁴

¹ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Tijuana-Ensenada, no. 3917, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California.

² Naval Postgraduate School (NPS), Monterey California, 833 Dyer Road, Rm 328, Monterey, CA 93943, USA.

³ Moss Landing Marine Laboratories, 8272 Moss Landing Road, Moss Landing, CA 95039, USA.

⁴ Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California (UABC), Carretera Tijuana-Ensenada, no. 3918, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California.

* Corresponding author. E-mail: rcastro@uabc.edu.mx.

ABSTRACT. Climatological data indicate that Gulf of California (GC) waters are warmed in spring by the exchange of waters with the Pacific Ocean. To better understand this exchange, hydrographic observations were collected across the entrance to the GC during 19–21 April 2013. Results indicated an anticyclonic exchange with the Pacific Ocean. Strong outflow of Gulf of California Water (GCW) occurred over the outer continental shelf and slope of Sinaloa with maximum velocities of $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ at $\sim 60 \text{ m}$ depth and reaching $\sim 500 \text{ m}$ depth. Inflow close to the Baja California Peninsula was weaker ($0.1\text{--}0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) and transported both California Current Water and GCW. Satellite altimeter data indicated a possible reason for this flow pattern at the entrance to the GC: a couple of eddies to the east blocked the usual path of California Current flow toward Sinaloa. Horizontal transports integrated across the gulf were calculated with observed velocity and geostrophic balance. Transports were greatest in the upper 200 m, with outflow above 500 m depth, implying a net cooling of these upper layer waters in the gulf. Observations were compared with data collected in early May 1992. April 2013 exhibited much greater thermohaline variability in the upper ocean than May 1992, when a well developed cyclonic flow was observed at the entrance to the GC. The transports estimated with Pegasus for April–May 1992 were very different from those estimated for April 2013, when inflow (and heat gain) dominated above 500 m depth. The contrast between the 2013 and 1992 measurements is an example of how mesoscale eddies can reverse normal seasonal exchanges at the entrance to the GC.

Keys words: Gulf of California, thermohaline properties, transports, anticyclonic flow, mesoscale eddies.

RESUMEN. Datos climatológicos indican que las aguas del golfo de California (GC) se calientan en primavera por el intercambio de aguas con el océano Pacífico. Para entender mejor este intercambio, se recolectaron datos hidrográficos en la entrada al GC del 19 al 21 de abril de 2013. Los resultados indicaron un intercambio anticiclónico. Hubo un flujo intenso de salida de Agua del Golfo de California (AGC) sobre la parte exterior de la plataforma continental y el talud continental de Sinaloa, con velocidades máximas de $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a 60 m y hasta $\sim 500 \text{ m}$ de profundidad. El flujo de entrada ocurrió cerca de la península de Baja California, fue más débil ($0.1\text{--}0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y transportó Agua de la Corriente de California y AGC. Los datos de altimetría satelital indicaron una posible razón para este patrón de flujo: un par de remolinos al este de la entrada bloquearon la trayectoria del flujo de la corriente de California hacia Sinaloa. Los transportes horizontales integrados fueron calculados con la velocidad observada y el balance geostrófico. Los transportes fueron mayores en los 200 m superiores, con flujo de salida arriba de 500 m de profundidad, lo que implica un enfriamiento neto de las aguas en la capa superior del golfo. Las observaciones se compararon con datos de mayo de 1992. En abril de 2013 se observó una mayor variabilidad termohalina que en mayo de 1992, con un flujo ciclónico bien desarrollado en la entrada al GC. Los transportes estimados para abril y mayo de 1992 con Pegasus fueron muy diferentes a los transportes estimados para abril de 2013, donde el flujo de entrada (y aumento de calor) dominaron por encima de los 500 m de profundidad. El contraste entre las mediciones de 2013 y 1992 es un ejemplo de cómo los remolinos de mesoescala pueden revertir los intercambios estacionales en la entrada al GC.

Palabras clave: golfo de California, propiedades termohalinas, transportes, flujo anticiclónico, remolinos de mesoescala.

INTRODUCTION

The Gulf of California (GC) is the only evaporative basin that communicates with the North Pacific Ocean. The entrance to the GC is wide (~ 200 km) and deep (~ 2.5 km), so waters can exchange freely between the gulf and the Pacific Ocean. Water exchange with the Pacific is important to the gulf; estimates from observations of the divergence of heat flux within the gulf indicate maximum heat gain (loss) from the Pacific of $\sim 20 \times 10^{12}$ W (approximately -59×10^{12} W) in May (November) (Castro et al. 1994). These exchanges are accompanied by strong currents ($0.3\text{--}0.4$ m·s $^{-1}$ in the upper 300 m) that transport both surface and near-surface Pacific waters into the gulf, which are subsequently modified within the gulf. These transports are narrow (~ 45 km) inflows and outflows that extend throughout the water column (Roden 1972, Collins et al. 1997, Mascarenhas et al. 2004). Since evaporation exceeds precipitation in the GC, there is a positive anomaly in salinity, which must be exported to the Pacific Ocean for balance (Beron-Vera and Ripa 2002).

The upper waters at the entrance to the gulf are characterized by the commingling of 3 surface water masses: cool California Current Water (CCW) of intermediate salinity from the northeastern Pacific Ocean; warm, fresh Tropical Surface Water (TSW) from the eastern equatorial Pacific; and warm, salty Gulf of California Water (GCW) (Griffiths 1968, Castro et al. 2006, Portela et al. 2016). Boundaries between these waters and the water's mixing patterns result in strong fronts (saline and thermal) (Lavín et al. 2009, Collins et al. 2015). Subsurface waters at the mouth of the gulf are source waters for poleward flow in the California Undercurrent along the west coast of the Baja California Peninsula (BCP) (Gómez-Valdivia et al. 2017). At the mouth of the gulf, waters 150–200 m to about 700 m depth contain little dissolved oxygen, from 2 to 4 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Castro et al. 2011, Cepeda-Morales et al. 2013). Since increased advection of these waters may be responsible for decreasing oxygen concentrations in the Southern California Bight (Bograd et al. 2008), it is important to better understand how the waters of the GC interact with those of the Pacific Ocean.

The flow and water properties at the entrance to the GC have been measured by our group (UABC-NPS) along a section across Pescadero Basin (PB) since May 1992. The section extends from Sinaloa westward to BCP (Fig. 1) and has been occupied by research vessels 18 times. Pegasus coarse spatial measurements of surface-to-bottom current velocity along this section (Collins et al. 1997) showed that the baroclinic features observed by Roden (1972) are deep jets (0.1 m·s $^{-1}$ velocities at 1,000 m) that are topographically steered in a cyclonic manner into the gulf along Sinaloa and out of the gulf along BCP. Geostrophic currents observed along this section during later cruises also showed a cyclonic flow in PB (Collins et al. 1997, 2015; Mascarenhas et al. 2004) and confirmed the annual cycle of seasonal horizontal

INTRODUCCIÓN

El golfo de California (GC) es la única cuenca de evaporación que se comunica con el océano Pacífico Norte. La entrada al GC es amplia (~ 200 km) y profunda (~ 2.5 km), así que las masas de agua pueden fluir libremente entre el golfo y el océano Pacífico. El intercambio de agua con el Pacífico es importante para el golfo; estimaciones obtenidas de observaciones de la divergencia del flujo de calor dentro del golfo indican un máximo aumento (pérdida) de calor del Pacífico de $\sim 20 \times 10^{12}$ W (aproximadamente -59×10^{12} W) en mayo (noviembre) (Castro et al. 1994). Estos intercambios están acompañados de fuertes corrientes ($0.3\text{--}0.4$ m·s $^{-1}$ en los primeros 300 m de profundidad) que transportan aguas superficiales y aguas cercanas a la superficie del Pacífico hacia el golfo, las cuales posteriormente son modificadas dentro del golfo. Estos transportes son flujos angostos de entrada y salida (~ 45 km) que se extienden a lo largo de la columna de agua (Roden 1972, Collins et al. 1997, Mascarenhas et al. 2004). Debido a que en el GC la evaporación excede a la precipitación, ocurre una anomalía positiva de salinidad, la cual debe ser exportada al océano Pacífico para establecer un balance (Beron-Vera y Ripa 2002).

Las aguas superficiales en la entrada al golfo se caracterizan por la mezcla de 3 masas de agua: Agua de la Corriente de California (ACC), que es agua fría de salinidad intermedia que proviene del océano Pacífico nororiental; Agua Tropical Superficial (ATS), que es agua cálida de menor salinidad que proviene del Pacífico ecuatorial oriental; y Agua del Golfo de California (AGC), que es agua cálida y salina (Griffiths 1968, Castro et al. 2006, Portela et al. 2016). Las fronteras entre estas aguas y los patrones de mezcla resultan en frentes (salinos y térmicos) fuertes (Lavín et al. 2009, Collins et al. 2015). Las aguas subsuperficiales en la boca del golfo son fuentes de agua para el flujo hacia el polo en la contracorriente de California a lo largo de la costa oeste de la península de Baja California (PBC) (Gómez-Valdivia et al. 2017). En la boca del golfo, el agua a profundidades de 150–200 m y hasta los 700 m contiene poco oxígeno disuelto, de 2 a 4 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Castro et al. 2011, Cepeda-Morales et al. 2013). Es importante entender bien cómo las aguas del GC interactúan con las del océano Pacífico, ya que un aumento en la advección de estas aguas puede ser la causa de la disminución de la concentración de oxígeno en la ensenada del sur de California (Bograd et al. 2008).

Desde mayo de 1992, el flujo y las propiedades del agua en la entrada al GC han sido medidos por nuestro grupo (UABC-NPS) a lo largo de una sección que atraviesa la cuenca de Pescadero (CP). Esta sección se extiende desde Sinaloa hasta el oeste de la PBC (Fig. 1) y ha sido ocupado por buques de investigación 18 veces. Las mediciones espaciales de baja resolución de la velocidad de las corrientes desde la superficie hasta el fondo oceánico a lo largo de esta sección, tomadas con Pegasus (Collins et al. 1997), indicaron

heat transport at the entrance to the gulf derived from historical data (Castro et al. 1994).

The cyclonic flow pattern observed at the entrance to the gulf has been characterized mainly by the presence of GCW on the western side, whereas CCW and TSW have been observed at the center and on the eastern side, respectively (Castro et al. 2000; Collins et al. 1997, 2015). This pattern appears to be somewhat seasonally modulated. Between late spring and summer, the California Current is better developed and CCW is most persistent at the entrance to the gulf (Durazo 2015, Portela et al. 2016), though intrusions of CCW are also observed in fall and winter (Castro et al. 2000). Gulf of California Water has been observed mainly in late fall and winter at the entrance to the gulf, when southward winds are strongest and persistent over the entire GC, but it was also present in other seasons, mostly on the western side of the entrance (Castro et al. 2000, Collins et al. 2015). Tropical Surface Water is linked with the Mexican Coastal Current, which has greatest incidence at the entrance to the gulf in summer and fall (Kessler 2006, Lavín et al. 2006, Portela et al. 2016).

In 19–21 April 2013, hydrographic stations across the entrance to the gulf were again sampled, taking advantage of the return of the R/V *Point Sur* to Moss Landing, California, from Antarctica. This cruise was designated PESCAR24 (P24), indicating the 24th cruise of the Pegasus in the Sea of Cortes Area (PESCAR) program. The objectives of this paper are to describe water properties and circulation observed during the April 2013 cruise and to evaluate water and heat exchanges. Results are compared with observations from April and May 1992, PESCAR01 (P01).

MATERIALS AND METHODS

Twenty stations, 10 km apart, composed the hydrographic section across PB (Fig. 1). At each station, a Sea-Bird Electronics 911plus Conductivity-Temperature-Depth (CTD) instrument fitted with a 12-place rosette and a downward-looking Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) was deployed. Each CTD cast extended from the surface to near bottom. The calibration and processing of data were documented in Rago et al. (2013). Water samples for calibration of CTD measurements were collected at the bottom of each cast and then either at the salinity minimum or at the surface of each cast. Geostrophic velocity was calculated from the CTD data using the deepest common depth for 2 contiguous stations as the reference level.

In addition to temperature (dual sensors), conductivity (dual sensors), and pressure, the CTD also measured fluorescence and dissolved oxygen. Oxygen was measured with an SBE 43 oxygen sensor, and data were processed using a post-cruise laboratory calibration. Initial accuracy of dissolved oxygen measurements was $\pm 2\%$ saturation.

LADCP data were processed using IFM-GEOMAR processing software (Visbeck 2002, Thurnherr 2010). Auxiliary

que las características baroclínicas observadas por Roden (1972) son chorros profundos (0.1 m s^{-1} velocidades a 1,000 m) que son topográficamente direccionados de manera ciclónica hacia adentro del golfo a lo largo de Sinaloa y fuera del golfo a lo largo de la PBC. Las corrientes geostróficas observadas a lo largo de esta sección durante cruceros posteriores también mostraron un flujo ciclónico en la CP (Collins et al. 1997, 2015; Mascarenhas et al. 2004) y confirmaron el ciclo anual de transporte horizontal de calor estacional en la entrada al golfo derivado de datos históricos (Castro et al. 1994).

El patrón del flujo ciclónico en la entrada al golfo se ha caracterizado principalmente por la presencia de AGC en el lado oeste, mientras que ACC y ATS se han observado en el centro y la parte este, respectivamente (Castro et al. 2000; Collins et al. 1997, 2015). Hasta cierto punto, este patrón parece estar modulado estacionalmente. Entre la primavera tardía y el verano, la corriente de California esta mejor desarrollada y el ACC es más persistente en la entrada al golfo (Durazo 2015, Portela et al. 2016), aunque también se han observado intrusiones de ACC en otoño e invierno (Castro et al. 2000). El AGC se ha observado principalmente durante el otoño tardío y el invierno en la entrada al golfo, cuando los vientos hacia el sur son más fuertes y persistentes en todo el GC, pero también se ha observado durante otras estaciones, principalmente en el lado oeste de la entrada (Castro et al. 2000, Collins et al. 2015). El ATS está relacionada con la corriente costera mexicana, cuya mayor incidencia en la entrada al golfo es en verano y otoño (Kessler 2006, Lavín et al. 2006, Portela et al. 2016).

Del 19 al 21 de abril de 2013, las estaciones hidrográficas fueron muestreadas nuevamente aprovechando el regreso del B/I *Point Sur* de la Antártica a Moss Landing, California. Este crucero se designó PESCAR24 (P24), que indica el crucero número 24 del programa Pegasus en el Área del Mar de Cortés (PESCAR). Los objetivos de este trabajo son describir las propiedades del agua y la circulación observadas durante el crucero de abril de 2013 y evaluar los intercambios de agua y calor. Los resultados son comparados con observaciones de abril y mayo de 1992, PESCAR01 (P01).

MATERIALES Y MÉTODOS

Veinte estaciones, separadas entre sí por 10 km, conformaron la sección hidrográfica a través de la CP (Fig. 1). En cada estación se realizaron mediciones con un instrumento de conductividad, temperatura y profundidad (CTD) Sea-Bird Electronics 911plus equipado con una roseta con 12 espacios y un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler orientado hacia abajo (LADCP). Cada lance de CTD se extendió desde la superficie hasta cerca del fondo. La calibración y el procesamiento de los datos fueron documentados en Rago et al. (2013). Las muestras de agua para la calibración de las mediciones de CTD fueron recolectas en el fondo de cada lance y

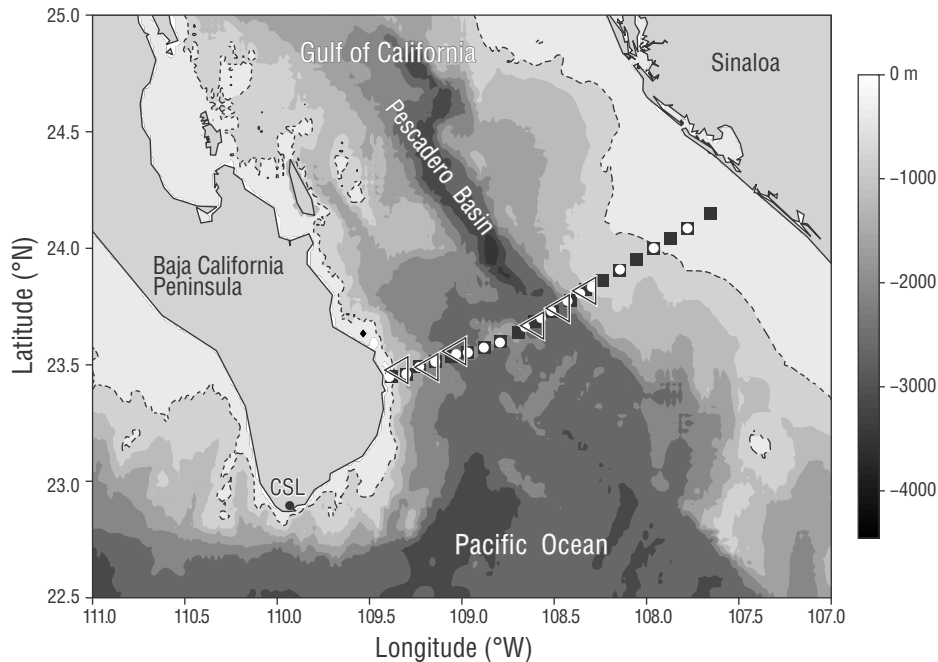


Figure 1. Location of the 20 CTD stations occupied at the mouth of the Gulf of California during the PESCAR24 cruise on 19–21 April 2013 (■). White circles indicate the location of the CTD stations occupied during the PESCAR01 cruise on 2–5 May 1992, and triangles indicate the location of Pegasus stations during April and May 1992. Bottom depth (m) is given by the shaded area. The 500-m isobath is included (dashed line). CSL = Cabo San Lucas.

Figura 1. Ubicación de las 20 estaciones CTD ocupadas en la boca del golfo de California durante el crucero PESCAR24 del 19 al 21 de abril de 2013 (■). Los círculos blancos indican la ubicación de las estaciones del CTD ocupadas durante el crucero PESCAR01 del 2 al 5 mayo de 1992, y los triángulos indican la ubicación de las estaciones del Pegasus durante abril y mayo de 1992. La profundidad del fondo (m) está dada por la zona sombreada. Se incluye la isóbata de 500 m (línea discontinua). CSL = Cabo San Lucas.

data used with this software package included navigation data recorded during CTD data collection at the rate of 24 samples per second and broadband shipboard ADCP (SADCP) data. Processed LADCP data contained zonal and meridional velocity components at 8-m vertical bins. The velocity inversion errors for the LADCP typically ranged from 0.001 to 0.01 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Two Acoustic Doppler Current Profilers (SADCP), a 75-kHz Ocean Surveyor, and a 300-kHz Workhorse Mariner were installed in a well on the keel of the R/V *Point Sur*. The Ocean Surveyor operated continuously in 2 modes: a broadband mode, which obtained data in 8-m bins to a depth of about 500 m, and a narrowband mode, which obtained data in 16-m bins to a depth of about 700 m. Data were collected every 2 s and averaged into 5-min ensembles. The Workhorse Mariner collected data at 1-s intervals in 2-m bins to a depth of about 100 m, and data were averaged into 2-min ensembles. Data were processed using software provided by the University of Hawaii (<http://currents.soest.hawaii.edu/docs/doc>). The SADCP data used here were further averaged at and adjacent to the station positions for both calculation of horizontal fluxes and comparison with LADCP data. After processing, these SADCP velocity data were accurate to about 0.01 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Teledyne RD Instruments 2009a, b).

luego ya sea en el mínimo de salinidad o en la superficie de cada lance. La velocidad geostrofica fue calculada con los datos de CTD utilizando la mayor profundidad común para 2 estaciones contiguas como nivel de referencia.

Además de la temperatura (sensor dual), conductividad (sensor dual) y presión, el CTD también midió la fluorescencia y el oxígeno disuelto. El oxígeno se midió con un sensor de oxígeno SBE 43, y los datos fueron procesados utilizando una calibración poscrucero en el laboratorio. La presión inicial de las mediciones de oxígeno disuelto fue de $\pm 2\%$ de saturación.

Los datos de LADCP fueron procesados utilizando el *software* de procesamiento IFM-GEOMAR (Visbeck 2002, Thurnherr 2010). Los datos auxiliares utilizados con esta paquetería incluían datos de navegación registrados durante la recolección de datos de CTD a una velocidad de 24 muestras por segundo y datos del ADCP de banda ancha a bordo (SADCP). Los datos de LADCP procesados contenían componentes de velocidad zonal y meridional en intervalos de clase verticales de 8 m. Los errores de la inversión de velocidad para el LADCP regularmente variaban desde 0.001 hasta 0.01 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

En un orificio de la quilla del B/I *Point Sur* se instalaron 2 Perfiladores de Corrientes Acústicos Doppler (SADCP),

Volume transport was computed as $Vt(z) = \sum_x V_r(x,z) \Delta x$ following the method of Bryden et al. (2005), where V_r is the velocity from LADCP and SADCP rotated perpendicular to the PB section. For the geostrophic transports, V_r was replaced by geostrophic velocity (V_g). Transports were also calculated for P01 using the velocity observations from Pegasus (Spain et al. 1981) during April and May 1992 (Collins et al. 1997).

RESULTS

The regional circulation during the cruise consisted of counter-rotating eddies southwest of PB and anticyclonic flow across PB (Fig. 2). These features were observed by surface geostrophic currents obtained from the absolute dynamic topography for the sea surface as determined by satellite altimeter measurements (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>). The 110.0°W meridian, which extends southward from Cabo San Lucas (the southern tip of BCP, Fig. 1), separated a ~50-km-radius anticyclonic eddy to the east and a cyclonic eddy of similar size and intensity to the west. The pair of eddies redirected the California Current inflow that normally occurs along Sinaloa (111.5°W) into the gulf as a narrow inflow jet along the BCP coast. The eddies also blocked the direct southward flow along BCP from the Gulf of California, so that outflow occurred farther to the east, along about 108.0°W. For the PB section, shipboard current measurements (SADCP) vertically averaged from 8 to 32 m

1 Ocean Surveyor de 75 kHz y 1 Workhorse Mariner de 300 kHz. El Ocean Surveyor funcionó continuamente en 2 modalidades: una modalidad de banda ancha, la cual obtenía datos en intervalos de clase de 8 m hasta una profundidad de alrededor de 500 m, y una modalidad de banda estrecha, la cual obtenía datos en intervalos de clase de 16 m hasta una profundidad de alrededor de 700 m. Los datos se recolectaron cada 2 s y se promediaron en conjuntos de 5 min. El Workhorse Mariner recolectó datos en intervalos de 1 s y en intervalos de clase de 2 m hasta una profundidad de alrededor de 100 m, y los datos se promediaron en conjuntos de 2 min. Los datos fueron procesados utilizando el *software* proporcionado por la universidad de Hawái (<http://currents.soest.hawaii.edu/docs/doc>). Los datos del SADCP utilizados aquí fueron promediados en y adyacente a las posiciones de las estaciones tanto para el cálculo de los flujos horizontales como para la comparación de los datos del LADCP. Después del procesamiento, la precisión de los datos de velocidad del SADCP fue de alrededor de 0.01 m·s⁻¹ (Teledyne RD Instruments 2009a, b).

El transporte de volumen fue calculado como $Vt(z) = \sum_x V_r(x,z) \Delta x$ siguiendo el método de Bryden et al. (2005), donde V_r es la velocidad del LADCP y SADCP rotada de manera perpendicular a la sección de la CP. Para el transporte geostrofico, V_r fue sustituida por la velocidad geostrofica (V_g). Los transportes también se calcularon para P01 utilizando las observaciones de velocidad del Pegasus (Spain et al. 1981) durante abril y mayo de 1992 (Collins et al. 1997).

RESULTADOS

La circulación regional durante el crucero consistió de remolinos contra-rotantes al suroeste de la CP y un flujo anticiclónico a través de la CP (Fig. 2). Estas características fueron observadas por medio de las corrientes geostroficas superficiales obtenidas de la topografia dinámica absoluta para la superficie marina determinada con mediciones de altimetría satelital (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>). El meridiano 110.0°W, el cual se extiende hacia el sur desde Cabo San Lucas (la punta sur de la PBC, Fig. 1), separó un remolino anticiclónico con un radio de ~50 km al este y un remolino ciclónico de tamaño e intensidad semejante al oeste. El par de remolinos redirigió el flujo de entrada de la corriente de California que normalmente ocurre a lo largo de Sinaloa (111.5°W) hacia el golfo como un flujo de entrada angosto a lo largo de la costa de la PBC. Los remolinos también obstruyeron el flujo directo hacia el sur a lo largo de la PBC desde el golfo de California, de manera que el flujo de salida ocurrió más hacia el este, a lo largo de ~108.0°W. Para la sección de la CP, las mediciones de corrientes que se hicieron a bordo del buque (SADCP) y se promediaron verticalmente desde 8 hasta 32 m fueron comparadas con corrientes geostroficas superficiales (Fig. 2). En general, el patrón de flujo medido desde el barco fue similar al observado por satélite, pero la magnitud de las corrientes observadas desde

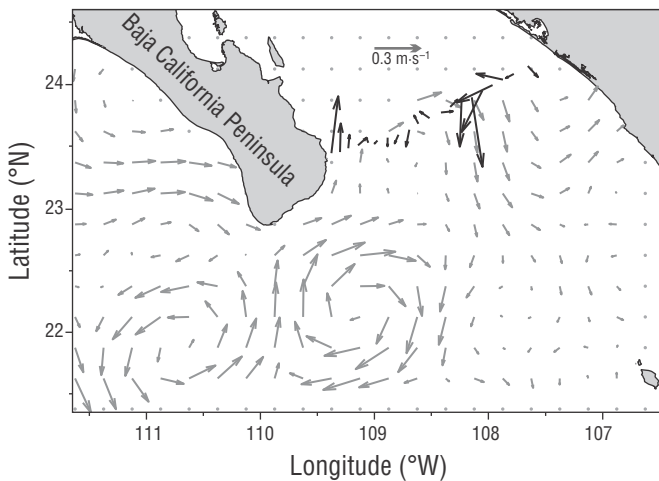


Figure 2. Surface geostrophic velocities (gray vectors) derived from AVISO absolute dynamic topography for 19–20 April 2013. Black vectors represent near-surface currents observed by the shipboard Acoustic Doppler Current Profiler (averaged between 8 and 32 m) during the same period aboard the R/V *Point Sur*.

Figura 2. Velocidades geostroficas superficiales (vectores grises) derivadas de la topografia dinámica absoluta de AVISO para el 19–20 de abril de 2013. Los vectores negros representan las corrientes cercanas a la superficie observadas por el Perfilador de Corriente Acústico Doppler a bordo del buque (promediados entre 8 y 32 m) durante el mismo periodo a bordo del B/I *Point Sur*.

were compared with surface geostrophic currents (Fig. 2). In general, the pattern of the flow measured from the ship was similar to that observed by satellite, but the magnitude of the currents observed from the ship was about twice that obtained from satellite data. Note that comparisons could not be made close to shore due to land interference with satellite altimeter measurements.

The flow across PB, between $\sim 23.5^{\circ}\text{N}$ and $109.4^{\circ}\text{--}108.0^{\circ}\text{W}$, was anticyclonic. This is the first time this flow pattern was detected by our shipboard observations. Geostrophic surface current measurements based on altimetry indicated a weak anticyclonic flow (Fig. 2), while the SADC observations that overlapped the satellite measurements showed a stronger flow. The SADC data indicated strong outflow ($\sim 0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) at $\sim 108.25^{\circ}\text{W}$ and 23.75°N in contrast to the weak ($\sim 0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) outflow detected by the altimeter. Shipboard observations also showed stronger inflow than that measured by satellite data along BCP ($\sim 0.2\text{--}0.35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

The thermohaline variability of the water mass structure at the entrance to the GC was characterized by potential temperature–salinity ($\theta\text{--}S_p$) relationships (Fig. 3). Data are shown for the cruise from April 2013 (P24, stations 1–20; Fig. 2) and for 17 historical cruises between 1992 and 2005 along the same section. Water mass boundaries were obtained from Portela et al. (2016). Historical cruises included data from winter (4 cruises), spring (4 cruises), summer (4 cruises), and fall (5 cruises). Deeper waters (Pacific Intermediate Water and Pacific Deep Water) showed little salinity variability ($\Delta S_p = \sim 0.04$) compared to upper waters ($< 26.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), in which $\Delta S_p \sim 1.38$ and $\Delta \theta \sim 20.5^{\circ}\text{C}$. Upper waters included TSW, GCW, CCW, and Subtropical Subsurface Water (SSW). Data from previous cruises indicated spatial and temporal variability at the entrance to the GC, with ranges that characterized the annual cycle and interannual variability in the area (Castro et al. 2000, 2006). But spatial variability for this spring cruise (P24) covered large ranges in salinity ($\Delta S_p \sim 1.19$) and temperature ($\Delta \theta \sim 12.6^{\circ}\text{C}$) for density anomalies $< 26.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Minimum salinities were observed mostly on the western side of the section, whereas higher salinities were observed toward the eastern side (though high salinities also occurred in the west).

The vertical distribution of water properties along the PB section showed the subsurface extent of the anticyclonic flow observed in surface waters (Fig. 4). In the upper 150 m, cores of high-salinity GCW were observed on either side of the gulf, with the saltiest water ($S \geq 35$) centered at about 75 m depth (Fig. 4a). The salinity core observed off Sinaloa was much larger than that observed off BCP; the latter extended only from 50 to 100 m and was overlain and separated from the eastern core by fresher water ($S \leq 34.5$).

The distinguishing feature of the velocity field was the 50-km wide outflow close to the Sinaloa shelf and slope that extended from the surface to 500 m (Fig. 4a). This outflow

el barco fue alrededor del doble de la obtenida con los datos satelitales. No se pudieron hacer comparaciones cerca de la costa debido a la interferencia terrestre en las mediciones altimétricas satelitales.

El flujo a través de la CP, entre $\sim 23.5^{\circ}\text{N}$ y $109.4^{\circ}\text{--}108.0^{\circ}\text{W}$, fue anticiclónico. Esta es la primera vez que este patrón de flujo ha sido detectado por nuestras observaciones. Las mediciones de corrientes geostróficas superficiales basadas en altimetría indicaron un flujo anticiclónico débil (Fig. 2), mientras que las observaciones de SADC que se traslaparon con las mediciones satelitales indicaron un flujo más fuerte. Los datos de SADC indicaron un flujo de salida fuerte ($\sim 0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) a $\sim 108.25^{\circ}\text{W}$ y 23.75°N en contraste con el flujo de salida débil ($\sim 0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) detectado por el altímetro. Las observaciones a bordo del barco también demostraron un flujo de entrada más fuerte que el medido por los datos satelitales a lo largo de la PBC ($\sim 0.2\text{--}0.35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

La variabilidad termohalina de la estructura de las masas de agua en la entrada al GC se caracterizó por la relación entre la temperatura potencial (θ) y la salinidad (S_p) (Fig. 3). Se muestran datos del crucero de abril de 2013 (estaciones 1–20 de P24, Fig. 2) y de 17 cruceros históricos que se realizaron entre 1992 y 2005 a lo largo de la misma sección. Los límites de las masas de agua se obtuvieron de Portela et al. (2016). Los cruceros históricos incluyeron datos de invierno (4 cruceros), primavera (4 cruceros), verano (4 cruceros) y otoño (5 cruceros). Las aguas más profundas (Agua Intermedia del Pacífico y Agua Profunda del Pacífico) mostraron poca variabilidad de salinidad ($\Delta S_p = \sim 0.04$) comparadas con las aguas superiores ($< 26.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), en las cuales $\Delta S_p \sim 1.38$ y $\Delta \theta \sim 20.5^{\circ}\text{C}$. Las aguas superiores incluyeron ATS, AGC, ACC y Agua Subsuperficial Subtropical (ASS). Los datos de cruceros anteriores indicaron variabilidad espacial y temporal en la entrada al GC, con intervalos que caracterizaban el ciclo anual y la variabilidad interanual en el área (Castro et al. 2000, 2006). Sin embargo, la variabilidad espacial para este crucero de primavera (P24) cubrió amplios intervalos de salinidad ($\Delta S_p \sim 1.19$) y temperatura ($\Delta \theta \sim 12.6^{\circ}\text{C}$) para las anomalías de densidad $< 26.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Las salinidades mínimas fueron observadas principalmente en la parte oeste de la sección, mientras que las salinidades más altas fueron observadas hacia el lado este (aunque también se observaron altas salinidades en el lado oeste).

La distribución vertical de las propiedades del agua a lo largo de la sección de la CP demostró la extensión subsuperficial del flujo anticiclónico observado en aguas superficiales (Fig. 4). Se observaron núcleos de alta salinidad del AGC en los primeros 150 m de ambos lados del golfo, con el agua más salina ($S \geq 35$) centrada alrededor de 75 m de profundidad (Fig. 4a). El núcleo de salinidad observado frente a Sinaloa fue mucho más amplio que el observado frente a la PBC; este último núcleo se extendió únicamente de los 50 a los 100 m y estaba cubierto y separado del núcleo este por agua menos salina ($S \leq 34.5$).

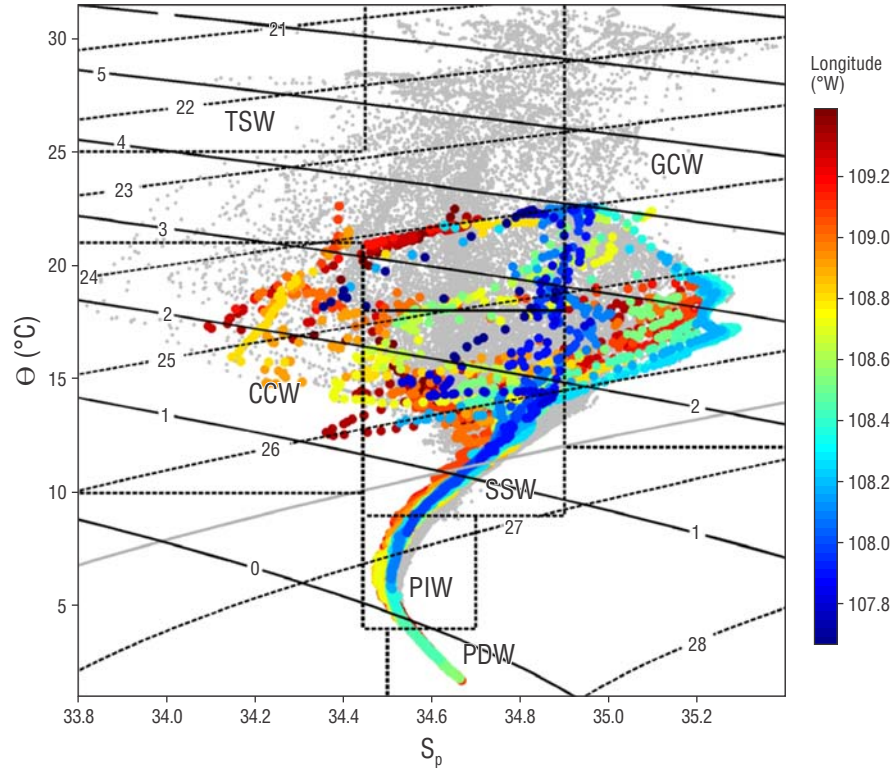


Figure 3. Potential temperature (θ , °C) and salinity (S_p) diagram for CTD casts at the entrance to the Gulf of California for PESCAR24 (color circles) and historical (gray circles) cruises. The color-bar at the left indicates the longitude (°W) of the hydrographic station along the section. Dashed black line contours indicate density anomaly ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), and solid black line contours indicate spiciness ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). The $26.5\text{-kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnal is identified by a solid gray line. TSW = Tropical Surface Water; GCW = Gulf of California Water; CCW = California Current Water; SSW = Subtropical Subsurface Water; PIW = Pacific Intermediate Water; and PDW = Pacific Deep Water.

Figura 3. Diagrama de temperatura potencial (θ , °C) y salinidad (S_p) para los lances de CTD en la entrada al golfo de California para PESCAR24 (círculos de color) y cruceros históricos (círculos grises). La barra de color a la izquierda indica la longitud (°W) de la estación hidrográfica a lo largo de la sección. Los contornos de línea negra discontinua indican la anomalía de densidad ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), y los contornos de línea negra continua indican el *spiciness* ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). La isopícnica de $26.5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ está identificada por una línea gris continua. TSW = Agua Tropical Superficial; GCW = Agua del Golfo de California; CCW = Agua de la Corriente de California; SSW = Agua Subtropical Subsuperficial; PIW = Agua Intermedia del Pacífico; y PDW = Agua Profunda del Pacífico.

partially coincided with a high-salinity core, between about 100 and 150 km from BCP. The zero isotach crossed the center of the salinity core, indicating that some of the high-salinity water was recirculating. Peak outflow rates were greater than $0.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ at 60 m depth. The largest inflow rate occurred close to the BCP coast in the upper 100 m, with a peak flow of $0.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; weaker inflows were also observed on either side of the outflow core at 50–75 m depth. Flows deeper than 500 m (not shown) were weak, generally less than $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, but had the same anticyclonic pattern as waters shallower than 500 m.

The flow across the gulf was also strongest close to both coasts (Fig. 4b). On the eastern side of the section, the flow was mostly westward, measured $\sim 70\text{ km}$ wide, and showed maximum velocity values (-0.2 and $-0.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) above 50 m. The $-0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ isotach reached $\sim 300\text{ m}$ depth. On the western

La característica distintiva del campo de velocidad fue el flujo de salida de 50 km de ancho cerca de la plataforma continental y el talud continental de Sinaloa que se extendió desde la superficie hasta los 500 m (Fig. 4a). Este flujo de salida coincidió parcialmente con un núcleo de alta salinidad, ubicado entre 100 y 150 km de la PBC. La isotaca cero cruzó el centro del núcleo de salinidad, lo cual indica que parte del agua de alta salinidad estaba recirculando. Las velocidades máximas de flujo de salida fueron superiores a $0.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a 60 m de profundidad. La velocidad más alta del flujo de entrada ocurrió cerca de la costa de la PBC en los primeros 100 m de profundidad, con una velocidad máxima de $0.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; también se observaron flujos de entrada más débiles en ambos lados del núcleo del flujo de salida a profundidades de 50–75 m. Los flujos a profundidades mayores que 500 m (datos no mostrados) fueron débiles, generalmente

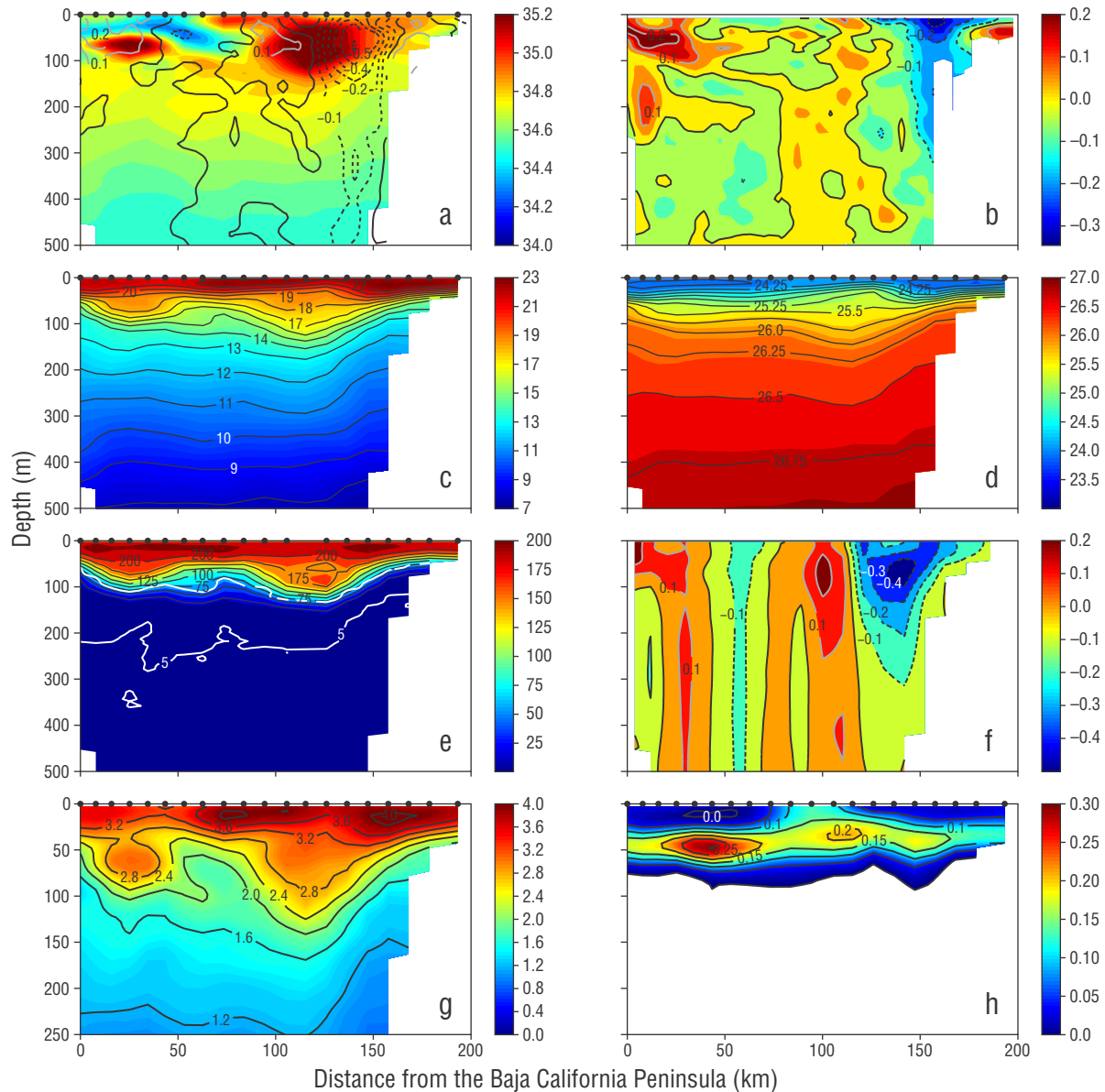


Figure 4. Vertical sections of water properties across Pescadero Basin on 19–20 April 2013: **(a)** Salinity (color) and flow (contours, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) into the Gulf of California (GC) (negative contours are indicated by dashed lines and represent the flow out of GC, and velocity data include both SADC and LADCP observations), **(b)** flow across the GC (dashed isotachs represent westward flow), **(c)** potential temperature ($^{\circ}\text{C}$), **(d)** potential density anomaly ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), **(e)** dissolved oxygen ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), **(f)** geostrophic velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), **(g)** spiciness ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), and **(h)** fluorescence ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$). The contour intervals are 0.1, $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0.25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $25.0\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $0.4\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, and $0.05\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ for **(a)**, **(c)**, **(d)**, **(e)**, **(f)**, **(g)**, and **(h)**, respectively. The $60\text{-}\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (dashed line) and the $5\text{-}\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ contours (solid line) are white in **(e)**. The contour interval for the velocity fields **(a, b, f)** is $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; the thick gray line is the zero isotach. Note that depth in **(g)** and **(h)** extends to only 250 m. Filled circles along the upper abscissa indicate the positions of the stations (see Fig. 1).

Figura 4. Secciones verticales de las propiedades del agua a través de la cuenca Pescadero del 19 al 20 de abril de 2013: **(a)** Salinidad (color) y flujo (contornos, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) hacia adentro del golfo de California (GC) (los contornos negativos se indican con unas líneas discontinuas y representan el flujo de salida del GC, y los datos de velocidad incluyen las observaciones del SADC y LADCP), **(b)** flujo a través del GC (las isotacas discontinuas representan el flujo hacia el oeste), **(c)** temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$), **(d)** anomalía de densidad potencial ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), **(e)** oxígeno disuelto ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), **(f)** velocidad geostrófica ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) y **(g)** *spiciness* ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y **(h)** fluorescencia ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$). Los intervalos de contorno son 0.1, $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0.25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $25.0\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $0.05\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ para **(a)**, **(c)**, **(d)**, **(e)**, **(f)**, **(g)** y **(h)**, respectivamente. Los contornos de $60\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (línea discontinua) y $5\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (línea continua) son blancos en **(e)**. El intervalo de contorno para los campos de velocidad **(a, b, f)** es $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; la línea gruesa gris es la isotaca cero. Note que la profundidad en **(g)** y **(h)** se extiende a solo 250 m. Los círculos rellenos a lo largo de la abscisa superior indican las posiciones de las estaciones (ver Fig. 1).

side, the flow was eastward above 300 m depth and measured >50 km wide; maximum velocity values (0.1 – 0.2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) occurred above 100 m depth. At the center of the section, the across-section flow was mainly eastward but weak (≤ 0.05 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

The 10°C isotherm rose almost monotonically from a depth of 375 m off BCP to a depth of 280 m off Sinaloa. The pattern of isotherms warmer than 12°C was more complex, with troughs indicative of anticyclonic circulation at distances of 20 and 120 km from BCP (Fig. 4c). Above 50 m, these troughs appeared to be partially compensated by doming isotherms. Warmest surface temperatures ($\sim 22.5^\circ\text{C}$) were observed over the Sinaloa shelf and slope. The density field was similar to that of temperature (Fig. 4d). Near the BCP coast, the slope of the deeper isopycnals (26.75 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) was opposite to that for shallower isopycnals (25.25 – 26.25 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), indicative of shallow inflow and deep outflow. Along the Sinaloa shelf and slope, however, all isopycnals upwelled, indicative of outflow that extended to depth.

Oxygen values were highest (180 – 220 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) above 50 m depth (Fig. 4e) except close to Sinaloa (between 150 and 200 km), where waters upwelled and had values >100 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. From 50 to 150 m depth, the oxycline changed drastically (175 – 25 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), with 2 troughs at 25 and 125 km from BCP and a dome at ~ 80 km from BCP. Below 120 m, oxygen decreased quickly to minimum values. The lethal oxygen levels (<60 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, marked with a white dashed line in Fig. 4e) occurred at ~ 85 m (~ 50 m) depth next to the BCP (Sinaloa) continental shelf. The bottom of the oxycline (5 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) reached 275 m at 30 km from BCP and 120 m over the outer shelf off Sinaloa.

The geostrophic flow (Fig. 4f) had features similar to those of the directly measured flow (Fig. 4a). The distribution of the flow along the PB section showed alternating flows with sign changes from the surface to 500 m depth. Next to the Sinaloa shelf, the outflow was ~ 60 km wide and showed maximum speeds (-0.4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 60 m depth, while the isotach of -0.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ reached ~ 300 m depth. Adjacent to this outflow, inflow occurred (~ 40 -km width) with maximum speed (0.2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at a narrow core (~ 10 km) between 40 and 100 m depth. Toward the west, outflow (~ 30 -km width) was relatively weaker (≤ 0.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), distributed from the surface to 500 m depth. Finally, close to the BCP coast, inflow showed a core at above 100 m depth, with a width of ~ 30 km and speed of 0.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Between 0 and 50 m depth, close to BCP, the flow was ~ 0.2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

The spiciness (Fig. 4g) and fluorescence (Fig. 4h) sections extended to only 250 m. Spiciness is most sensitive to thermohaline variations, least correlated with density, and conserved by isentropic motions (Flament 2002). Values of spiciness ranged from -0.1 to 4 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (see Fig. 3). Spiciness isopleths (Fig. 4g) were similar to those of temperature. Maximum spiciness (>4 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) was found at 10 m depth both over the outer Sinaloa shelf and at a distance of 70 km from

menores que 0.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, pero presentaron el mismo patrón anticiclónico que las aguas más someras que 500 m.

El flujo a través del golfo también fue más fuerte cerca de ambas costas (Fig. 4b). En el lado este de la sección, el flujo se dirigió principalmente hacia el oeste, midió ~ 70 km de ancho y presentó valores máximos de velocidad (-0.2 y -0.3 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) por arriba de los 50 m. La isotaca de -0.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ alcanzó ~ 300 m de profundidad. En el lado oeste, el flujo se dirigió hacia el este por arriba de los 300 m de profundidad y midió >50 km de ancho; los máximos valores de velocidad (0.1 – 0.2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) se registraron por arriba de los 100 m de profundidad. En el centro de la sección, el flujo transversal fue principalmente hacia el este pero débil (≤ 0.05 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

La isoterma de 10°C se elevó de manera casi monótona desde una profundidad de 375 m frente a la PBC hasta 280 m frente a Sinaloa. El patrón de las isotermas por arriba de los 12°C fue más complejo, con depresiones indicativas de una circulación anticiclónica a distancias de 20 y 120 km de la PBC (Fig. 4c). Por arriba de los 50 m, estas depresiones parecían estar parcialmente compensadas por un ascenso de las isotermas. Las temperaturas superficiales más elevadas ($\sim 22.5^\circ\text{C}$) se observaron sobre la plataforma continental y el talud continental de Sinaloa. El campo de densidad fue similar al de la temperatura (Fig. 4d). Cerca de la costa de la PBC, la pendiente de las isopícnas más profundas (26.75 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) fue opuesta a la de las isopícnas más someras (25.25 – 26.25 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), lo cual indica un flujo de entrada somero y un flujo de salida profundo. Sin embargo, todas las isopícnas se elevaron a lo largo de la plataforma continental y el talud continental de Sinaloa, lo cual indica un flujo de salida que se extendió a la profundidad.

Las concentraciones de oxígeno fueron más altas (180 – 220 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) por arriba de los 50 m de profundidad (Fig. 4e) excepto cerca de Sinaloa (entre 150 y 200 km), donde hubo surgencia de aguas con valores >100 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Entre los 50 y 150 m de profundidad, la oxiclina cambió drásticamente (175 – 25 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), con 2 depresiones a 25 y 125 km de la PBC y un domo a ~ 80 km de la PBC. Por debajo de los 120 m, el oxígeno disminuyó rápidamente a valores mínimos. Los niveles letales de oxígeno (<60 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, línea discontinua blanca en Fig. 4e) ocurrieron a una profundidad de ~ 85 m (~ 50 m) cerca de la plataforma continental de la PBC (Sinaloa). El fondo de la oxiclina (5 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) alcanzó los 275 m a 30 km de la PBC y los 120 m sobre la plataforma continental externa frente a Sinaloa.

El flujo geostrófico (Fig. 4f) presentó características semejantes a las del flujo medido directamente (Fig. 4a). La distribución del flujo a lo largo de la sección de la CP manifestó flujos alternantes con cambios de signo desde la superficie hasta los 500 m de profundidad. Cerca de la plataforma continental de Sinaloa, el flujo de salida midió ~ 60 km de ancho y manifestó velocidades máximas (-0.4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a 60 m de profundidad, mientras que la isotaca de -0.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ alcanzó una profundidad de ~ 300 m. Adyacente a este flujo

BCP, with temperature (salinity) greater than 22 °C (34.85). The center of 2 anticyclonic regions at 25 and 120 km from BCP and at 40 to 80 m depth, respectively, was marked by a depth maximum of the 2.8-kg·m⁻³ isopleth of spiciness and corresponded with thermostads between 19 °C and 17 or 18 °C. Spiciness isopleths also mimic temperature and upwell between 120 km and the Sinaloa shelf. Fluorescence was detected only at depths less than about 90 m (Fig. 4h). A sub-surface maximum greater than 0.2 µg·L⁻¹ was found across the entire section except at shallow waters over the inner Sinaloa shelf, at about 40–50 m, where the maximum value was between 0.1 and 0.2 µg·L⁻¹. The largest fluorescence value (>0.25 µg·L⁻¹) was observed at 50 km and was associated with CCW (with the lowest observed salinity, see Figs. 3, 4a), which was observed to flow out of the gulf (Fig. 4a).

Comparison between PESCAR24 and PESCAR01 (May 1992)

The first cruise for the time series of PB observations (P01) took place ~21 years ago (2–5 May 1992). The distribution of properties in the upper layer for P01 (Fig. 5) was very different from that shown for P24 (Fig. 4). Salinity in upper waters (<200 dbar) for P01 (Fig. 5a) was fresher ($S < 34.85$) than for P24 (Fig. 4a); above 70 dbar, along both sections, salinity was <34.6. Maximum salinity values ($S = 34.80$ – 34.85) were marked by a core close to BCP, which was ~40 km wide between 80 and 190 dbar. The most prominent characteristic in P01 was that the isotherms and isopycnals domed below 120 dbar (Fig. 5b, c), which did not occur in P24 (Fig. 4c). Isotherms (isopycnals) were deepest at both coasts: the 10 °C (26.5 kg·m⁻³) isotherm (isopycnal) fluctuated from 365 dbar (290 dbar) close to BCP to 250 dbar (175 dbar) 55 km (60 km) from BCP to 405 dbar (310 dbar) close to the Sinaloa shelf. The isopycnal domes were reflected in the velocity field. The velocity component into the gulf (Fig. 5a) was a well-defined, cyclonic flow pattern: waters flowing into the gulf were distributed from ~55 km from BCP to close to the Sinaloa shelf, while the outflow occurred close to BCP. A narrow core (~10 km wide) of 0.3 m·s⁻¹ was observed 90 km from BCP between 40 and 180 m depth; speeds of 0.2 m·s⁻¹ reached 300 m depth, and the 0.1 m·s⁻¹ isotach reached 500 m depth. The outflow also showed a core of 0.3 m·s⁻¹ (~30 km wide, 20–100 m depth). The 0.2-m·s⁻¹ and 0.1-m·s⁻¹ isotachs reached ~350 m and >500 m depth, respectively.

The geostrophic flow (Fig. 5d) showed the same cyclonic pattern. The zero isotach delimited the main inflow/outflow and was distributed between 50 and 60 km from BCP throughout the water column. The geostrophic flow had greater speed (up to 0.4 m·s⁻¹) than that observed with Pegasus (Fig. 4a). The geostrophic inflow occurred between 0 and 40 m (at ~120 km from BCP), while the outflow occurred between 0 and 80 m (15–25 km from BCP) and between 80 and 180 m (~40–50 km from BCP).

de salida, hubo un flujo de entrada (~40 km de ancho) con velocidades máximas (0.2 m·s⁻¹) en un núcleo estrecho (~10 km) entre los 40 y los 100 m de profundidad. Hacia el oeste, el flujo de salida (~30 km de ancho) fue relativamente más débil (≤ 0.1 m·s⁻¹), y se distribuyó desde la superficie hasta los 500 m de profundidad. Finalmente, cerca de la costa de la PBC, el flujo de entrada presentó un núcleo por arriba de los 100 m de profundidad, con un ancho de ~30 km y una velocidad de 0.1 m·s⁻¹. Entre 0 y 50 m de profundidad, cerca de la PBC, el flujo fue de ~0.2 m·s⁻¹.

La distribución espacial de *spiciness* (Fig. 4g) y de fluorescencia (Fig. 4h) se extendieron solo hasta 250 m. El *spiciness* es más sensible a las variaciones termohalinas, está menos correlacionado con la densidad y es conservado para los movimientos isentrópicos (Flament 2002). Los valores de *spiciness* variaron desde -0.1 hasta 4 kg·m⁻³ (ver Fig. 3). Las isopletas de *spiciness* (Fig. 4g) fueron similares a las de temperatura. Los máximos valores de *spiciness* (>4 kg·m⁻³) fueron encontrados a una profundidad de 10 m sobre la plataforma continental externa de Sinaloa y a una distancia de 70 km de la PBC, con una temperatura (salinidad) mayor que 22 °C (34.85). El centro de 2 regiones anticiclónicas a 25 y 120 km de la PBC y a 40 y 80 m de profundidad, respectivamente, estuvo marcado por la profundidad máxima de la isopleta de *spiciness* de 2.8 kg·m⁻³ y se correspondió con capas homotermales de entre 19 °C y 17 o 18 °C. Las isopletas de *spiciness* también replican la temperatura y surgen entre 120 km y la plataforma continental de Sinaloa. La fluorescencia se detectó únicamente a profundidades menores que 90 m (Fig. 4h). Se encontró un máximo subsuperficial mayor que 0.2 µg·L⁻¹ a través de toda la sección excepto en las aguas someras sobre la plataforma continental interna de Sinaloa, a ~40–50 m, donde el valor máximo fue de entre 0.1 y 0.2 µg·L⁻¹. El valor más alto de fluorescencia (>0.25 µg·L⁻¹) se observó a 50 km y se asoció con el ACC (con la menor salinidad observada, ver Figs. 3, 4a), la cual se observó fluir fuera del golfo (Fig. 4a).

Comparación entre PESCAR24 y PESCAR01 (mayo de 1992)

El primer crucero para la serie de observaciones de la CP (P01) se realizó hace ~21 años (del 2 al 5 de mayo de 1992). La distribución de las propiedades en la capa superior de agua para P01 (Fig. 5) fue muy diferente a aquella manifestada por P24 (Fig. 4). La salinidad en la capa superior de agua (<200 dbar) para P01 (Fig. 5a) fue menor ($S < 34.85$) que para P24 (Fig. 4a); por arriba de 70 dbar, la salinidad fue menor que 34.6 a lo largo de ambas secciones. Los valores máximos de salinidad ($S = 34.80$ – 34.85) se caracterizaron por un núcleo cercano a la PBC, el cual fue de ~40 km de ancho entre 80 y 190 dbar. La característica más prominente en P01 fue que las isotermas y las isopícnas ascendieron por debajo de 120 dbar (Fig. 5b, c), lo cual no ocurrió en P24 (Fig. 4c). Las isotermas (isopícnas) fueron más profundas en

Volume transport

Meridional water transport estimated above 500 m depth for P24 using independent velocity measurements indicated net outflow from the gulf (Fig. 6a). The transports computed from SADC and LADCP generally showed similar behavior, although transport computed with the LADCP was somewhat greater, mostly above 230 m depth. Maximum outflow volume transport occurred at ~40 m depth: $-8.6 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (SADC) and $-11.6 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (LADCP). Transports indicated inflow between 400 and 440 m and outflow between 440 and 500 m. Below 480 m depth, transport determined from LADCP resulted in a weak inflow, which fluctuated between $\sim 1 \times 10^3$ and $2 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Only at 720 m and between 1,525 and 1,580 m depth was there a change in signs

ambas costas: la isoterma (isopícnica) de 10°C ($26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) fluctuó de 365 dbar (290 dbar) cerca de la PBC a 250 dbar (175 dbar) a 55 km (60 km) de la PBC a 405 dbar (310 dbar) cerca de la plataforma continental de Sinaloa. Los domos isopícnos se reflejaron en el campo de velocidad. El componente de velocidad hacia adentro del golfo (Fig. 5a) fue un flujo ciclónico bien definido: el agua con flujo hacia adentro del golfo se distribuyó desde ~55 km de la PBC hasta cerca de la plataforma continental de Sinaloa, mientras que el flujo de salida ocurrió cerca de la PBC. Un núcleo estrecho (~10 km ancho) de $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ fue observado a 90 km de la PBC, entre 40 y 180 m de profundidad; las velocidades de $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ alcanzaron los 300 m de profundidad, y la isotaca de $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ alcanzó una profundidad de 500 m. El flujo de salida también presentó un núcleo de $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (~30 km de

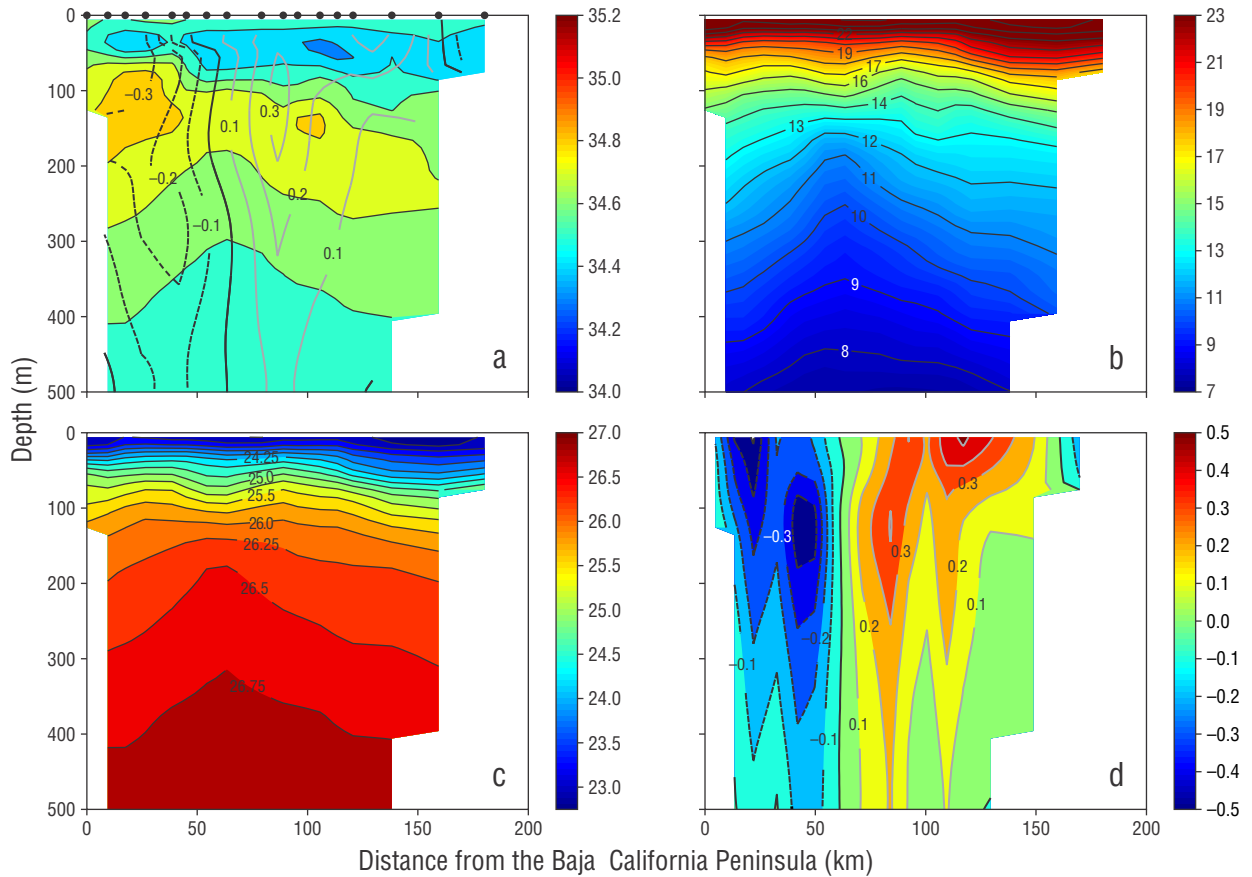


Figure 5. Water properties observed across Pescadero Basin on 2–5 May 1992: (a) salinity (color) and flow into the gulf of California (GC) (contours, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) measured by Pegasus (dashed lines represent flow out of the GC), (b) potential temperature ($^\circ \text{C}$), (c) potential density anomaly ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), and (d) geostrophic velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). The contour intervals are 0.1, 1.0 $^\circ \text{C}$, and 0.25 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for (a), (b), and (c), respectively. The contour interval for the velocity fields in (a) and (d) is $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, and the thick black line is the zero isotach. Filled circles along the upper abscissa indicate the positions of stations 1–17.

Figura 5. Propiedades del agua observadas a través de la cuenca Pescadero del 2 al 5 de mayo de 1992: (a) salinidad (color) y flujo hacia adentro del golfo de California (GC) (contornos, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) medidos por Pegasus (líneas discontinuas representan flujos fuera del GC), (b) temperatura potencial ($^\circ \text{C}$), (c) anomalía de densidad potencial ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) y (d) velocidad geostrófica ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Los intervalos de los contornos son 0.1, 1.0 $^\circ \text{C}$ y 0.25 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ para (a), (b) y (c), respectivamente. El intervalo del contorno para los campos de velocidad en (a) y (d) es $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, y la línea negra gruesa es la isotaca cero. Los círculos rellenos a lo largo de la abscisa superior indican las posiciones de las estaciones 1–17.

for transport (outflow), reaching $\sim 0.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ in the deeper depth range. Geostrophic volume transport generally had a similar structure to LADCP estimates, but with less variability. Outflow decreased from approximately $-12.2 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at the surface to $0.0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 440 m depth, whereafter inflow (positive values) occurred to a depth of 1,300 m (maximum $\sim 1.9 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 800 m depth). A weak outflow ($-0.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) was observed between 1,300 and 1,900 m depth. Profiles of heat transport (not shown) were similar to those of volume transport and indicated that heat was transported out of the gulf in the upper 500 m.

Transports into the gulf measured in April and May 1992 from Pegasus and geostrophy during P01 (Fig. 6b) were very different from those measured during P24. Above 500 m depth, transport during April 1992 showed inflow between 80 and 260 m depth (maximum $\sim 6.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), outflow between 500 and 1,000 m ($-6.1 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 860 m depth), and inflow between 1,000 and 2,250 m depth (maximum $2.7 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at $\sim 1,500$ m depth). During May 1992, the transport estimates from Pegasus fluctuated above 500 m depth but showed mostly inflow above 250 m (maxima $\sim 6.2 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 50 m depth) and outflow between 230 and 450 m depth ($-2.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Outflow occurred mainly between 650 and 2,000 m depth (maxima $-2.7 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 1,250 m) and inflow between 2,000 and 2,500 m depth (maxima $3.4 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 2,230 m). The geostrophic transport using all stations from P01 (Fig. 6b, black line) was positive (inflow) for the entire water column, with maximum values in the upper layer ($9.7 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at 15 m depth) and at 750 m depth ($1.6 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). However, using only stations which bracket Pegasus soundings, the resulting geostrophic transport estimate was positive and weaker above 500 m depth and changed to outflow only between 50 and 150 m depth (Fig. 6b, gray line). For P01, heat was transported into the gulf in the upper 500 m.

DISCUSSION

Although currents forced by tides were included in our observations, they are too weak to transport the volumes of water needed to heat and cool the GC (Castro et al. 1994). One of the reasons for weak tides is water depth in PB. But the magnitude and depth of the observed flows should also be noted. Here, P01 is the better example, with 2 deep flows ($\sim 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 1,000 m, see Collins et al. 1997) associated with the observed cyclonic circulation that warms the lower gulf. A numerical model of the tides for GC indicates tidal currents of $\sim 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ in the southern GC deep waters (Marinone and Lavin 2005). The outer shelf off Sinaloa is a region in which strong tidal currents could impact transport estimates. Gutierrez-Othón (2010) measured lunar semidiurnal tidal currents of $\sim 0.02 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at the 180-m isobath, 50 km west of Sinaloa. Both P01 and P24 resolve the circulation on the outer shelf off Sinaloa, and currents above the outer shelf

ancho, 20–100 m de profundidad). Las isotacas de $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ alcanzaron los ~ 350 m y >500 m de profundidad, respectivamente.

El flujo geostrófico (Fig. 5d) presentó el mismo patrón ciclónico. La isotaca cero delimitó el principal flujo de entrada/salida y estuvo distribuida entre 50 y 60 km de la PBC a través de la columna de agua. La velocidad del flujo geostrófico fue mayor (hasta $0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) (Fig. 4a) que la observada por Pegasus. El flujo geostrófico de entrada ocurrió entre 0 y 40 m (a ~ 120 km de la PBC), mientras que el flujo de salida ocurrió entre 0 y 80 m (15–25 km de la PBC) y entre 80 y 180 m (~ 40 –50 km de la PBC).

Transporte de volumen

El transporte de agua meridional estimado por arriba de los 500 m de profundidad para P24 con mediciones de velocidad independientes indicaron un flujo neto de salida desde el golfo (Fig. 6a). Los transportes calculados con SADCP y LADCP generalmente mostraron un comportamiento semejante, aunque el transporte calculado con LADCP fue ligeramente mayor, principalmente por arriba de los 230 m de profundidad. El máximo transporte de volumen del flujo de salida ocurrió a ~ 40 m de profundidad: $-8.6 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (SADCP) y $-11.6 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (LADCP). Los transportes indicaron un flujo de entrada entre 400 y 440 m y un flujo de salida entre 440 y 500 m. Por debajo de 480 m de profundidad, el transporte determinado con LADCP resultó en un flujo de entrada débil, el cual fluctuó entre $\sim 1 \times 10^3$ y $2 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Solo a 720 m y entre 1,525 y 1,580 m de profundidad hubo un cambio de signos en los transportes (flujo de salida), alcanzando $\sim 0.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ en el intervalo más profundo. El volumen de transporte geostrófico generalmente presentó una estructura similar a las estimaciones con LADCP, pero con menor variabilidad. El flujo de salida disminuyó desde aproximadamente $-12.2 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ en la superficie hasta $0.0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a 440 m de profundidad; a partir de esta profundidad hubo un flujo de entrada (valores positivos) hasta una profundidad de 1,300 m (máximo $\sim 1.9 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a una profundidad de 800 m). Se observó un flujo de salida débil ($-0.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) entre 1,300 y 1,900 m de profundidad. Los perfiles de transporte de calor (no mostrados) fueron similares a los del transporte de volumen e indicaron que el calor fue transportado hacia afuera del golfo en los primeros 500 m.

Los transportes hacia adentro del golfo estimados en abril y mayo de 1992 con Pegasus y a través de geostrofia durante P01 (Fig. 6b) fueron muy diferentes a los estimados durante P24. Por arriba de 500 m de profundidad, el transporte durante abril de 1992 presentó un flujo de entrada entre 80 y 260 m de profundidad (máximo $\sim 6.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), un flujo de salida entre 500 y 1,000 m ($-6.1 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a 860 m de profundidad) y un flujo de entrada entre 1,000 y 2,250 m de profundidad (máximo $2.7 \times 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $\sim 1,500$ m de profundidad). Durante mayo de 1992, las estimaciones de transporte

(see Figs. 5a and 4a, respectively) were linked to offshore flows. Note, too, that our velocity measurements show flow reversal in shallow water (~ 50 m) off Sinaloa for uniform flows of $0.08 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ over the inner shelf. If these were tidal flows, they would contribute errors of 0.08 Sv to transport sums or $1,600 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ to transport estimates between the surface and 50 m (Fig. 6).

In April 2013, observed currents (SADCP, LADCP) indicated anticyclonic flow at the entrance to the GC (PB) (Figs. 2, 4). These results were unexpected, as this was the first time that anticyclonic conditions had been observed

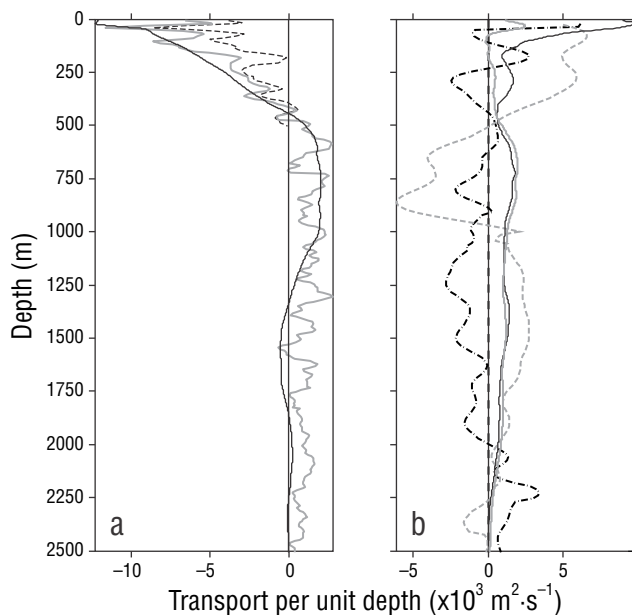


Figure 6. Vertical profiles of the water transports into the Gulf of California across the Pescadero Basin section. Positive (negative) values indicate inflow to (outflow from) the Gulf of California. (a) PESCAR24: lines represent different velocity estimates (gray line, LADCP; black dashed line, SADCP; and black solid line, geostrophic). (b) PESCAR01: gray dashed line represents the Pegasus estimates from April 1992 and black dash-dot line represents the Pegasus estimates from May 1992; the geostrophic transport for PESCAR01 (May 1992) is represented by the black solid line for all stations of the section, while the gray solid line represents only the positions of Pegasus soundings (see Fig. 1).

Figura 6. Perfiles verticales de los transportes de agua hacia adentro del golfo de California a través de la sección de la cuenca Pescadero. Los valores positivos (negativos) indican el flujo de entrada al (flujo de salida del) golfo de California. (a) PESCAR24: las líneas representan diferentes estimaciones de velocidad (línea gris, LADCP; línea negra discontinua, SADCP; y línea negra sólida, geostrofica). (b) PESCAR01: la línea gris discontinua representa las estimaciones de Pegasus de abril de 1992, y la línea discontinua negra con puntos representa las estimaciones de Pegasus de mayo de 1992; el transporte geostrofico para PESCAR01 (mayo de 1992) está representado por una línea negra sólida para todas las estaciones de la sección, mientras que la línea gris sólida únicamente representa las posiciones de sondeos del Pegasus (ver Fig. 1).

de Pegasus fluctuaron sobre los 500 m de profundidad, pero mayoritariamente indicaron un flujo de entrada sobre los 250 m (máximos de $\sim 6.2 \times 10^3 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a 50 m de profundidad) y un flujo de salida entre 230 y 450 m de profundidad ($-2.5 \times 10^3 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$). El flujo de salida ocurrió principalmente entre 650 y $2,000 \text{ m}$ de profundidad (máximos de $-2.7 \times 10^3 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a $1,250 \text{ m}$) y el flujo de entrada entre $2,000$ y $2,500 \text{ m}$ de profundidad (máximos de $3.4 \times 10^3 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a $2,230 \text{ m}$). El transporte geostrofico estimado utilizando los datos de todas las estaciones de P01 (Fig. 6b, línea negra) fue positivo (flujo de entrada) para toda la columna de agua, con valores máximos en la capa superior ($9.7 \times 10^3 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a 15 m de profundidad) y a 750 m de profundidad ($1.6 \times 10^3 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$). Sin embargo, utilizando solo las estaciones que enmarcan los sondeos de Pegasus, el transporte geostrofico resultó positivo y más débil por arriba de los 500 m de profundidad y cambió a un flujo de salida únicamente entre 50 y 150 m de profundidad (Fig. 6b, línea gris). Para P01, el calor fue transportado hacia adentro del golfo en los 500 m superiores.

DISCUSIÓN

A pesar de que se incluyeron las corrientes forzadas por mareas en nuestras observaciones, estas son demasiado débiles para transportar los volúmenes de agua necesarios para calentar y enfriar el GC (Castro et al. 1994). Las mareas débiles se deben, en parte, a la profundidad del agua en la CP. Sin embargo, la magnitud y la profundidad de los flujos observados también deben tomarse en cuenta. Aquí, P01 es el mejor ejemplo, con 2 flujos profundos ($\sim 0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a $1,000 \text{ m}$, ver Collins et al. 1997) asociados con la circulación ciclónica observada que calienta la parte sur del golfo. Un modelo numérico de las mareas para el GC indica corrientes de marea de $\sim 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en las aguas profundas del sur del GC (Marinone y Lavín 2005). La plataforma continental exterior de Sinaloa es una región en la cual las fuertes corrientes de marea podrían impactar las estimaciones del transporte. Gutierrez-Othón (2010) midieron corrientes de marea semi-diurnas lunares de $\sim 0.02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en la isóbata de 180 m , 50 km al oeste de Sinaloa. Tanto P01 como P24 determinaron la circulación en la parte externa de la plataforma continental frente a Sinaloa, y las corrientes sobre la plataforma continental exterior (ver Figs. 5a y 4a, respectivamente) estuvieron relacionadas con los flujos mar adentro. Cabe mencionar que nuestras mediciones de velocidad manifiestan una reversión de flujo en aguas someras ($\sim 50 \text{ m}$) frente a Sinaloa para flujos uniformes de $0.08 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ sobre la plataforma continental interna. Si estos fueran flujos de marea, contribuirían errores de 0.08 Sv a las sumas de transporte o de $1,600 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a las estimaciones de transporte entre la superficie y los 50 m (Fig. 6).

En abril de 2013, las corrientes observadas (SADCP, LADCP) indicaron un flujo anticiclónico en la entrada al GC (CP) (Figs. 2,4). Estos resultados fueron inesperados, ya que esta fue la primera vez que se había observado una condición

from measurements along this section. A cyclonic pattern is typical (Fig. 5) (Roden 1972; Collins et al. 1997, 2015; Castro et al. 2000; Mascarenhas et al. 2004; Zamudio et al. 2008; Lavín et al. 2009). In April 2013 the strongest outflow ($\sim 0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) occurred at $\sim 108.25^\circ\text{W}/23.75^\circ\text{N}$ and coincided with outflow obtained by altimeter observations. The outflow extended to $\sim 500 \text{ m}$ depth and carried a core of high salinity GCW in the upper 140 m (Figs. 3, 4). On the western side of the basin, close to BCP, currents indicated a northward flow ($\sim 0.2\text{--}0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), which transported low-salinity waters with CCW characteristics into the gulf (Figs. 2, 4).

Castro et al. (2000), using 9 oceanographic cruises across the PB section, schematized circulation in the upper 200 m. They suggested a cyclonic interchange between the gulf and the Pacific, with outflow close to BCP carrying surface and subsurface GCW and inflow at the center or eastern portion of the PB section carrying TSW at the surface and CCW at the subsurface ($\sim 70 \text{ m}$). In April 2013, anticyclonic circulation was evident: a core (or intrusion) of CCW near BCP was observed with an outflow of salty water (GCW) at the eastern side of the section (Fig. 4). Historical observations from winter and early spring indicate the occurrence of GCW in the upper 150 m in the southern portion of the gulf and the PB section (Castro et al. 2000, 2006; Portela et al. 2016).

The southeastward flow of the California Current off BCP reaching the entrance to the GC has been reported mainly from satellite altimetry. Godínez et al. (2010) showed that, on average, the surface circulation includes a branch of the California Current heading landward toward GC, and Kurcyn et al. (2012) showed that this branch is well developed in spring. There is only one multi-ship synoptic survey of the region (US Fish and Wildlife Service vessels *Black Douglas* and *Hugh Smith*, Fig. 7), which took place in April 1960 (Griffiths 1968). Salinity distribution at 50 m (Fig. 7a) clearly shows a tongue of fresher CCW at $24.5^\circ\text{N}/113.0^\circ\text{W}$, marked by minimum salinity (33.9–34.0), associated with the southward flowing California Current. At $21.5^\circ\text{--}22.0^\circ\text{N}$ off the BCP tip (see Fig. 1), the low-salinity ($\sim 34.5\text{--}34.6$) tongue appeared to penetrate cyclonically into the GC, intersecting the Sinaloa coast at 24°N . The dynamic thickness computed between 50 and 500 dbar showed that the 0.73 dynamic meter isostere traced this flow into the gulf (Fig. 7b). Although the tongue of low-salinity CCW was found along the eastern side of the GC entrance, it is possible that the flow could be occasionally (April 2013) redirected closer to the western side of the GC (Figs. 2, 4).

Distribution of water masses estimated from a single cruise during April 2013 showed large variability for density anomalies $< 26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (above $\sim 260 \text{ m}$ depth) due to the interaction between Pacific and gulf waters associated with a pair of eddies south of Cabo San Lucas (Fig. 2). These eddies could have been formed by a variety of processes (including baroclinic instability and topographic interaction) (D'Asaro 1988, Batteen 1997, Zamudio et al. 2008), and they prevented the California Current from flowing directly eastward.

anticiclónica con las mediciones a lo largo de esta sección. Un patrón ciclónico es típico (Fig. 5) (Roden 1972; Collins et al. 1997, 2015; Castro et al. 2000; Mascarenhas et al. 2004; Zamudio et al. 2008; Lavín et al. 2009). En abril de 2013 el flujo de salida más fuerte ($\sim 0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) ocurrió en $\sim 108.25^\circ\text{W}/23.75^\circ\text{N}$ y coincidió con el flujo de salida obtenido con las observaciones con el altímetro. El flujo de salida se extendió hasta una profundidad de $\sim 500 \text{ m}$ y acarrea un núcleo de AGC alta en salinidad en los primeros 140 m (Figs. 3, 4). En la parte oeste de la cuenca, cerca de la PBC, las corrientes indicaron un flujo hacia el norte ($\sim 0.2\text{--}0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), el cual transportó aguas de baja salinidad con características de ACC hacia adentro del golfo (Figs. 2, 4).

Castro et al. (2000), esquematizaron la circulación en los primeros 200 m utilizando 9 cruceros oceanográficos a través de la sección de la CP. Ellos sugirieron un intercambio ciclónico entre el golfo y el Pacífico: un flujo de salida cercano a la PBC que acarrea AGC superficial y subsuperficial, y un flujo de entrada en el centro o en la parte este de la sección de la CP que acarrea ATS en la superficie y ACC en la subsuperficie ($\sim 70 \text{ m}$). En abril de 2013, la circulación anticiclónica fue evidente; se observó un núcleo (o intrusión) de ACC cerca de la PBC con un flujo de salida de agua salada (AGC) en la parte este de la sección (Fig. 4). Las observaciones históricas de invierno y principios de primavera indican la presencia de AGC en los primeros 150 m en la porción sur del golfo y la sección de la CP (Castro et al. 2000, 2006; Portela et al. 2016).

El flujo hacia el sureste de la corriente de California frente a la PBC hasta la entrada al GC ha sido registrado principalmente mediante altimetría satelital. Godínez et al. (2010) demostraron que, en promedio, la circulación superficial incluye una rama de la corriente de California con dirección al este hacia el GC, y Kurcyn et al. (2012) demostraron que esta rama está bien desarrollada en la primavera. Sólo existe un sondeo sinóptico realizado con múltiples embarcaciones para la región (buques *Black Douglas* y *Hugh Smith* de US Fish and Wildlife Service, Fig. 7), el cual se llevó a cabo en abril de 1960 (Griffiths 1968). La distribución de salinidad a 50 m (Fig. 7a) mostró claramente una lengüeta de ACC menos salina a $24.5^\circ\text{N}/113.0^\circ\text{W}$, marcada por un mínimo de salinidad (33.9–34.0), que estuvo asociada con el flujo hacia el sur de la corriente de California. A $21.5^\circ\text{--}22.0^\circ\text{N}$ frente a la punta de la PBC (ver Fig. 1), la lengüeta de baja salinidad ($\sim 34.5\text{--}34.6$) parecía penetrar al GC ciclónicamente, intersectando la costa de Sinaloa a 24°N . La altura dinámica calculada entre 50 y 500 dbar mostró que la isóstera de 0.73 m dinámicos trazó este flujo hacia adentro del golfo (Fig. 7b). Aunque la lengüeta de ACC de baja salinidad se encontró a lo largo del lado este de la entrada al GC, es posible que ocasionalmente (abril de 2013) el flujo pueda redirigirse y aproximarse al lado oeste del GC (Figs. 2, 4).

La distribución de masas de agua estimada a partir de un único crucero en abril de 2013 mostró gran variabilidad para las anomalías de densidad de $< 26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (por arriba de

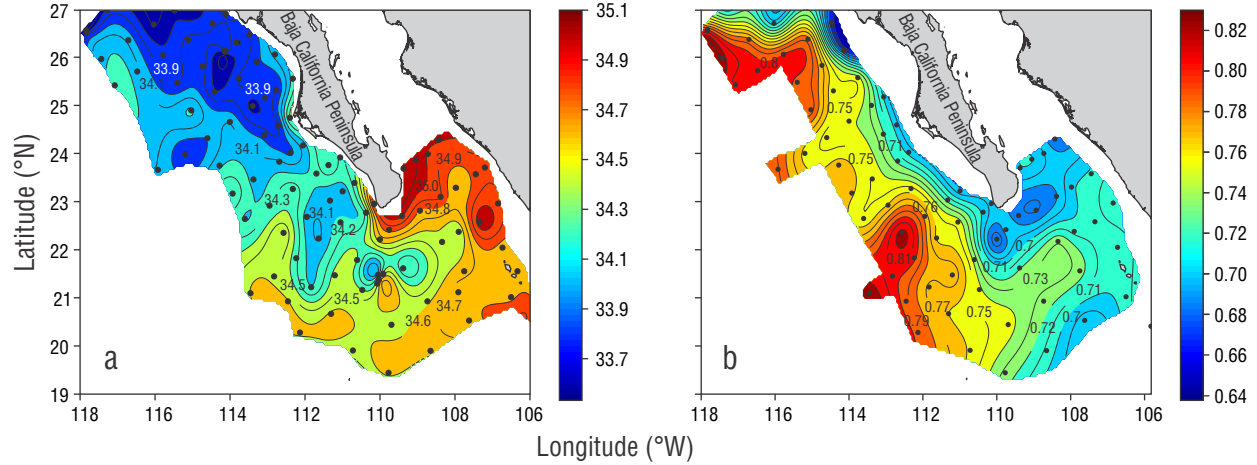


Figure 7. Distribution of (a) salinity at 50 m and (b) dynamic height (50/500 dbar) (dynamic meters) during an April 1960 multi-ship survey at the entrance to the Gulf of California.

Figura 7. Distribución de (a) salinidad a 50 m y (b) altura dinámica (50/500 dbar) (metros dinámicos) durante un sondeo con múltiples naves durante abril 1960 en la entrada al golfo de California.

To further understand the mesoscale structure of the horizontal flux along the PB section, anomalies of the water properties and inflow along potential density surfaces were determined by first calculating the average of the property on an isopycnal and then subtracting that from the observed data; for example, the salinity anomaly, S'_p , is calculated as $S'_p = S_p - \langle S_p \rangle$, where $\langle S_p \rangle$ indicates the mean value along an isopycnal (Fig. 8a). Likewise, an anomaly for the inflow to the gulf, V' , was determined. For waters with density $< 26.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, the same lateral variability of ΔS_p as shown in Figure 4a occurred, but with positive high-salinity waters and negative low-salinity waters along the isopycnals. Cores of high-salinity anomaly ($S'_p > 0.4$) from the GCW occurred on the $25.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal at both 20 km and 120 km, and on the $25.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal at 120 km. Sixty kilometers to the east of BCP, negative (low) salinity anomalies dominated, with a core of -0.4 to 0.7 between density anomalies of 24.1 and $26.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. These were nearly coincident with the inflow near BCP. Portela et al. (2016) showed salinity maps for the $25.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal near BCP, and they observed separate branches of the California Current that turned south-eastward near the entrance to the gulf and further southward off the mainland Mexican coast.

Dissolved oxygen anomalies were large, partly due to the proximity of the oxygen minimum to the ocean surface but also to water-mass changes along the PB section (Fig. 8b). Note that the $26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ($26.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) isopycnal (Fig. 4d) is similar in depth to the $5 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ ($60 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) oxygen isopleth and that there was little horizontal variability of oxygen at $26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Largest anomalies of dissolved oxygen ($> 40 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) (Fig. 8b) occurred along the $25.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal and at the same location as that of higher salinity waters (i.e., GCW) (Fig. 8a) between density anomalies of

$\sim 260 \text{ m}$ de profundidad) debido a la interacción entre agua del Pacífico y agua del golfo asociada con un par de remolinos al sur de Cabo San Lucas (Fig. 2). Estos remolinos se pudieron haber formado por una variedad de procesos (incluidos los de la inestabilidad baroclínica y la interacción topográfica) (D'Asaro 1988, Batteen 1997, Zamudio et al. 2008), y evitaron que la corriente de California fluyera directamente hacia el este.

Para entender mejor la estructura de mesoescala del flujo horizontal a lo largo de la sección de la CP, las anomalías de las propiedades del agua y el flujo de entrada a lo largo de superficies de densidad potencial fueron determinadas calculando primero el promedio de la propiedad sobre la isopícnica y luego restando esta cantidad de los datos observados; por ejemplo, la anomalía de salinidad, S'_p , se calcula como $S'_p = S_p - \langle S_p \rangle$, donde $\langle S_p \rangle$ indica el valor promedio a lo largo de una isopícnica (Fig. 8a). Asimismo, se determinó una anomalía para el flujo de entrada al golfo, V' . Para las aguas con densidad de $< 26.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, se identificó la misma variabilidad lateral de ΔS_p como se muestra en la Figura 4a, pero con aguas de alta salinidad positivas y aguas con baja salinidad negativas a lo largo de las isopícnicas. Se observaron núcleos de anomalías de alta salinidad ($S'_p > 0.4$) del AGC sobre la isopícnica de $25.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ a 20 km y 120 km, y sobre la isopícnica de $25.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ a 120 km. A 60 km al este de la PBC, dominaron las anomalías de salinidad negativa (baja), con un núcleo de -0.4 a 0.7 entre las anomalías de densidad de 24.1 y $26.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Estas anomalías casi coincidieron con el flujo de entrada cerca de la PBC. Portela et al. (2016) reportaron mapas de salinidad para la isopícnica de $25.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ cerca de la PBC y observaron ramas de la corriente de California independientes que giraban hacia el sureste cerca de la entrada al golfo y más hacia el sur frente a la costa mexicana.

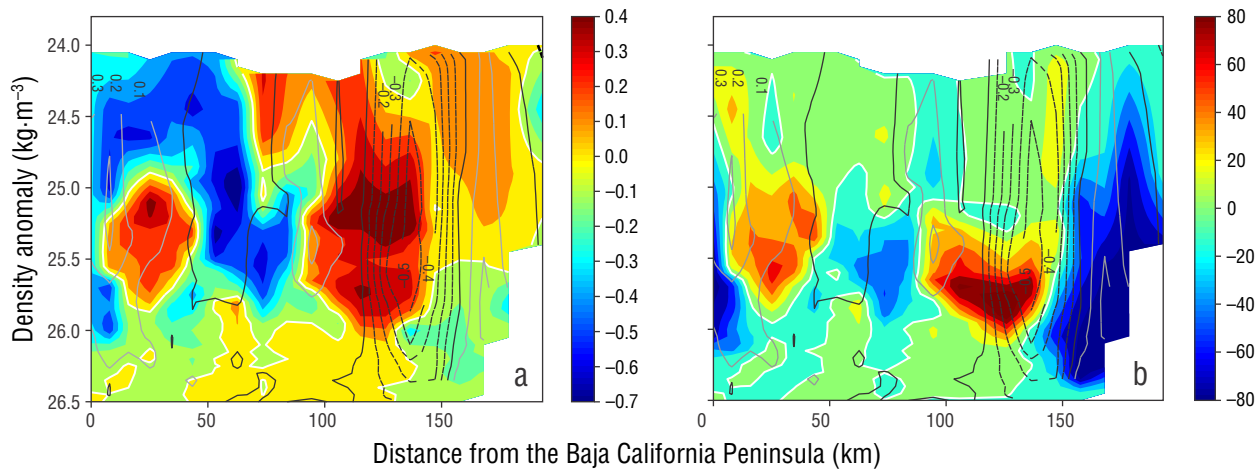


Figure 8. Anomalies of (a) salinity ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) and (b) oxygen ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) on potential density surfaces along the PESCAR section in Pescadero Basin. The contour intervals are 0.2 and $20.0\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ for (a) and (b), respectively. The white line marks the zero contour. For both (a) and (b), inflow anomalies are shown with gray (positive) and black-dashed (negative) contours, while the zero inflow anomaly isotach is shown with a solid black contour. The contour interval is $0.1\ \text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ for inflow anomalies.

Figura 8. Anomalías de (a) salinidad ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y (b) oxígeno ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) sobre superficies de densidades potenciales a lo largo de la sección de PESCAR en la cuenca Pescadero. Los intervalos de contornos son 0.2 y $20.0\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ para (a) y (b), respectivamente. La línea blanca marca el contorno cero. Tanto para (a) como para (b), las anomalías del flujo de entrada se muestran con contornos grises (positivos) y contornos discontinuos negros (negativos), mientras que la anomalía de la isotaca cero del flujo de entrada se muestra con un contorno negro sólido. El intervalo del contorno es $0.1\ \text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ para anomalías del flujo de entrada.

25.6 and $26.0\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Low dissolved oxygen anomalies (less than $-40\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) were observed close to both coasts on isopycnals between 25.0 and $26.4\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Near BCP (Sinaloa) these low oxygen waters were associated with CCW and SSW (TSW and SSW) (see Fig. 3).

The anomaly patterns for dissolved oxygen, salinity, and inflow indicated that GCW and the higher oxygen ($>20\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) were associated with outflow from the gulf and the subduction/mixing of high-oxygen surface waters in the central/northern gulf or Ballenas Channel (Roden 1964, Torres-Orozco 1993). This is evidence of meridional overturning circulation in the gulf. (Note that shallow overturning cells associated with coastal upwelling [Davis 2010] could have similar effects.) The highest negative oxygen anomalies were observed ~ 150 km east of BCP, where strong upwelling occurred, and were likely due to TSW and SSW.

Observed horizontal transport for the entire water column from the surface to the bottom using 10-km resolution measurements have not been previously reported for the gulf entrance. The exchange of waters between the Pacific Ocean and GC across the PB section was anticyclonic during April 2013. This resulted in negative transports (from GC to the Pacific Ocean) above 500 m depth (Fig. 5a). This pattern was the same regardless of how velocity was observed (SADCP, LADCP, geostrophic balance). The upper layer (<150 m) dominated the horizontal flux into the gulf. The measurements reported here suggested a shallower overturning circulation, above the $\sim 26.0\text{-kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnal (or the $60\text{-}\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ dissolved oxygen isopleth).

Las anomalías de oxígeno disuelto fueron amplias debido, en parte, a la proximidad del mínimo de oxígeno a la superficie del océano, pero también a los cambios en la masa del agua a lo largo de la sección de la CP (Fig. 8b). Cabe mencionar que la isopícula de $26.5\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ($26.0\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) (Fig. 4d) es similar en profundidad a la isopleta de oxígeno de $5\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($60\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y que hubo muy poca variabilidad en la concentración de oxígeno a $26.5\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Las anomalías más amplias de oxígeno disuelto ($>40\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) (Fig. 8b) ocurrieron a lo largo de la isopícula de $25.8\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ y en el mismo sitio que el de las aguas con mayor salinidad (i.e., AGC) (Fig. 8a) entre anomalías de densidad de 25.6 y $26\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Se observaron anomalías bajas de oxígeno disuelto (menor que $-40\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) cerca de ambas costas sobre las isopículas de entre 25.0 y $26.4\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Cerca de la PBC (Sinaloa) estas aguas bajas en oxígeno se asociaron con ACC y ASS (ATS y ASS) (Fig. 3).

Los patrones de las anomalías de oxígeno disuelto, salinidad y flujo de entrada indicaron que el AGC y el valor de oxígeno más alto ($>20\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) estaban asociados con los flujos de salida del golfo y con la subducción/mezcla de aguas superficiales altas en oxígeno en el centro/norte del golfo o en el canal de Ballenas (Roden 1964, Torres-Orozco 1993). Esto es evidencia de circulación meridional originada por la formación de masas de aguas del golfo. (Note que las celdas de inversión someras asociadas con surgencias costeras [Davis 2010] podrían tener efectos similares.) Las anomalías negativas de oxígeno más altas fueron observadas ~ 150 km al este de la PBC, donde ocurrieron

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was the result of collaboration between UABC and NPS. Support for this cruise was provided by the US National Science Foundation (grant OCE 1237407). The first author was supported by a sabbatical scholarship at NPS through the National Council for Science and Technology (Mexico). Daniel Rocha at the US Embassy in Mexico City and Nora I Durán of the Mexican Secretariat of Foreign Affairs provided essential assistance in obtaining clearances needed for the R/V *Point Sur* in Mexican waters. The captain and crew of the R/V *Point Sur* were extremely supportive and deserve a good share of the credit for a successful cruise. We would like to acknowledge the critical contributions of Dr. Gilberto Gaxiola-Castro[†] to the ecology and oceanography of the southern California Current waters, without which charts of Mexican waters would have had many blank spaces during the past 2 decades. Suggestions and comments by 3 external reviewers greatly improved the paper.

REFERENCES

- Batteen ML. 1997. Wind-forced modeling studies of currents, meanders, and eddies in the California Current System. *J. Geophys. Res.* 102 (C1): 985–1010.
- Beron-Vera FJ, Ripa P. 2002. Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 107(C8): 15-1–15-15. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JC000769>
- Bograd SJ, Castro CG, Di Lorenzo E, Palacios DM, Bailey H, Gilly G, Chavez FP. 2008. Oxygen declines and the shoaling of the hypoxic boundary in the California Current. *Geophys. Res. Letters*, 35: L12607. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL034185>
- Bryden HL, Longworth HR, Cunningham SA. 2005. Slowing of the Atlantic Meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*. 438(7068): 655–657. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04385>
- Castro CG, Collins CA, Pennington JT, Zúñiga D, Chavez FP. 2011. Spatial distribution and offshore export of total organic carbon along the eastern boundary of the Subtropical North Pacific. *Advances in Oceanography and Limnology*, 2: 2, 93–106. <http://dx.doi.org/10.1080/19475721.2011.626941>
- Castro R, Durazo R, Mascarenhas, Collins CA, Trasviña A. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the Southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Res. I*. 53 (1): 188–200.
- Castro R, Lavín MF, Ripa P. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 99: 3249–3261.
- Castro R, Mascarenhas A, Durazo R, Collins CA. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Ciencias Marinas* 26(4): 561–583.
- Cepeda-Morales J, Gaxiola-Castro G, Beier E, Godínez VM. 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. *Deep-Sea Res.*, 76: 1–12. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2013.02.004>
- Collins CA, Garfield N, Mascarenhas AS, Spearman MG. 1997. Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 102: 20927–20936.
- fuertes surgencias, y probablemente se debieron a ATS y ASS.
- El transporte horizontal observado para toda la columna de agua desde la superficie hasta el fondo utilizando mediciones con 10 km de resolución no había sido reportado anteriormente para la entrada al golfo. El intercambio de aguas entre el océano Pacífico y el GC a través de la sección de la CP fue anticiclónico en abril de 2013. Esto resultó en transportes negativos (desde el GC al Pacífico) por arriba de 500 m de profundidad (Fig. 5a). Este patrón fue el mismo independientemente de cómo se midiera la velocidad (SADCP, LADCP, balance geostrófico). La capa de agua superior (<150 m) dominó el flujo horizontal hacia adentro del golfo. Las mediciones reportadas aquí sugirieron una circulación meridional de retorno más somera, por arriba de la isopícnica de $\sim 26.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (o la isopleta de oxígeno disuelto de $60 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$).
- ## AGRADECIMIENTOS
- Este estudio fue el resultado de la colaboración entre la UABC y la NPS. El apoyo para este crucero fue proporcionado por el US National Science Foundation (beca OCE 1237407). El primer autor fue apoyado por una beca sabática en la NPS a través del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (México). Daniel Rocha de la embajada de los Estados Unidos de América en la Ciudad de México y Nora I Durán de la Secretaría de Relaciones Exteriores de México proporcionaron asistencia esencial para obtener los permisos necesarios para el acceso del B/I *Point Sur* a aguas mexicanas. El capitán y la tripulación del B/I *Point Sur* fueron extremadamente colaborativos y merecen una buena parte del crédito por el éxito del crucero. Nos gustaría agradecer las contribuciones críticas del Dr. Gilberto Gaxiola-Castro[†] a la ecología y oceanografía de las aguas del sur de la corriente de California, sin las cuales los mapas de aguas mexicanas hubieran tenido varios espacios en blanco en estas últimas 2 décadas. Las sugerencias y los comentarios de 3 revisores externos mejoraron considerablemente el trabajo.
- Traducido al español por Claudia Michel-Villalobos.
-
- Collins CA, Castro R, Mascarenhas A. 2015. Properties of upper ocean fronts associated with water mass boundaries at the entrance to the Gulf of California, November 2004. *Deep-Sea Res.-II*, 119: 48–60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.06.002>
- D'Asaro EA. 1988. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism. *J. Geophys. Res. Oceans*, 93(C6): 6685–6693.
- Davis RE. 2010. On the coastal-upwelling overturning cell, *J. Mar. Res.*, 68(3): 369–385. <https://doi.org/10.1357/002224010794657173>
- Durazo R. 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *J. Geophys. Res: Oceans*, 120(2): 1173–1196. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010405>

- Flament P. 2002. A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability: spiciness. *Prog. Oceanogr.* 54: 493–501.
- 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. Ocean.*, 115(C4): C04007.
<http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005705>
- Gómez-Valdivia F, Parés-Sierra A, Flores-Morales AL. 2017. Semiannual variability of the California Undercurrent along the Southern California Current System: A tropical generated phenomenon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(2): 1574–1589.
<http://dx.doi.org/10.1002/2016JC012350>
- Griffiths RC. 1968. Physical, chemical, and biological oceanography at the entrance to the Gulf of California: Spring 1960. US Fish Wildlife Serv. Spec. Sci. Rep. Fish., 573: 1–47.
- Gutierrez-Othón M. 2010. Series temporales de variables hidrográficas y corrientes en la Plataforma de Sinaloa. BSc thesis, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, México: 58 pp.
- Kessler WS. 2006. The circulation of the eastern Tropical Pacific: A review. *Progress. Ocean.* 69(2–4): 181–217.
<https://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>
- Kurczyn JA, Beier E, Lavín MF, Chaigneau A. 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 117: C10021.
<https://dx.doi.org/10.1029/2012JC007970>
- Lavín MF, Beier E, Gómez-Valdés J, Godínez VM, García J. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res. Lett.* 33(2): L02601.
<https://dx.doi.org/10.1029/2005GL024686>
- 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.
<https://doi.org/10.1029/2008JC004896>
- Marinone SG, Lavín MF. 2005. Tidal current ellipses in a three-dimensional baroclinic numerical model of the Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64: 519–530.
<https://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2005.03.009>
- Mascarenhas Jr AS, Castro R, Collins CA, Durazo R. 2004. Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *J. Geophys. Res.* 109: C07008.
<https://dx.doi.org/10.1029/2003JC002124>
- Portela E, Beier E, Barton ED, Castro R, Godínez V, Palacios-Hernández E, Fiedler PC, Sánchez-Velasco L, Trasviña A. 2016. Water masses and circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and surrounding Areas. *J. Phys. Oceanogr.* 46(10): 3069–3081.
<https://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-16-0068.1>
- Rago TA, Castro R, Margolina T, Blum M, Wheeler A, Collins CA. 2013. Physical Measurements of Water Properties across the Mouth of the Gulf of California during April 2013, Tech. Rep. NPS-OC13001, 142 pp. Nav. Postgrad. Sch., Monterey, Calif.
- Roden GI. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium. Mem. Am. Assoc. Petroleum Geologists 3: 30–58.
- Roden GI. 1972. Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and the Revillagigedo Islands region. *J. Phys. Ocean.* 2: 177–183.
- Spain PF, Dorson DL, Rossby HT. 1981 PEGASUS, a simple, acoustically tracked, velocity profiler. *Deep-Sea Research* 28: 1553–1567.
- Teledyne RD Instruments. 2009a. Workhorse Mariner Datasheet and Ocean Survey Vessel Mount ADCP Datasheet.
- Teledyne RD Instruments 2009b. Ocean Survey Vessel Mount ADCP Datasheet, 2 pp.
- Thurnherr AM. 2010. A Practical Assessment of the Errors Associated with Full-Depth LADCP Profiles Obtained Using Teledyne RDI Workhorse Acoustic doppler Current Profilers. *J. Atmos. Ocean Tech.* 27(7): 1215–1227.
<https://dx.doi.org/10.1175/2010JTECHO708.1>
- 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, Baja California, Mexico, 80 pp.
- Visbeck M. 2002. Deep Velocity Profiling Using Lowered Acoustic Doppler Current Profilers: Bottom Track and Inverse Solutions. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 19: 794–807.
[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0794:DVPULA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0794:DVPULA>2.0.CO;2)
- Zamudio L, Hogan P, Metzger EJ. 2008. Summer generation of the southern Gulf of California eddy train. *J. Geophys. Res.*, 113(C6): C06020.
<https://dx.doi.org/10.1029/2007JC004467>

*Received March 2017,
Accepted June 2017.*