

Climatología de variables hidrográficas

R Durazo^{1,2a}, AM Ramírez-Manguilar^{1b}, LE Miranda^{2c},
LA Soto-Mardones^{3d}

RESUMEN

Se utilizaron datos hidrográficos obtenidos por los programas CalCOFI e IMECOCAL de 1950–1978 y 1997–2008, respectivamente, para obtener promedios climatológicos estacionales de temperatura y salinidad. Los resultados muestran dos provincias separadas alrededor de 28 °N, la latitud de Punta Eugenia, Baja California Sur. Al norte de Punta Eugenia las aguas de origen subártico dominan durante todo el año la capa superior del océano (0–100 m), mientras que al sur se encontró influencia de agua tropical y subtropical durante verano y otoño. Los promedios estacionales de las variables muestran que en la región norte se presentan surgencias costeras a lo largo del año, con mayor intensidad durante la primavera, mientras que al sur las surgencias costeras ocurren principalmente durante primavera y verano. Las corrientes geostroficas superficiales derivadas de los promedios estacionales de alturas dinámicas (referidas a 500 dbar) en la región IMECOCAL indican que durante la pri-

¹ Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Tijuana-Ensenada km 107. Apartado Postal 453. Ensenada 22860, Baja California. ^ardurazo@uabc.edu.mx

² Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada 22860, Baja California. ^baramirez@cicese.mx, ^clmiranda@cicese.mx.

³ Universidad del Bío-Bío. Facultad de Ciencias, Depto. de Física. Ave. Collao 1202, Casilla 5-C. Concepción 4081112, Chile. ^dlsoto@ubiobio.cl.

mavera existe una reducida actividad de mesoescala en el flujo de la Corriente de California. Durante el resto del año se observan giros y meandros, aunque con un flujo predominante hacia el sur. A 200 m de profundidad las corrientes geostróficas indican la presencia de un flujo hacia el polo (Contracorriente Subsuperficial) sobre el talud continental en todas las estaciones del año excepto primavera, cuando éste es más profundo (400–800 m) y serpenteante. Se encontró que el flujo de la contracorriente subsuperficial está modulado por la presencia de dos giros ciclónicos, uno al norte y otro al sur de Punta Eugenia. Las anomalías regionales de temperatura y salinidad permitieron distinguir cuatro períodos de variabilidad interanual: El Niño 1997–1998, La Niña 1998–2002, influencia de agua subártica, y un período alterno de corta duración El Niño-La Niña entre 2007 y 2008.

Palabras clave: Sistema de la Corriente de California, climatología hidrográfica, masas de agua, circulación geostrófica.

ABSTRACT

Hydrographic data collected by the CalCOFI and IMECOCAL programs between 1950–1978 and 1997–2008, respectively, were used to obtain the seasonal climatological means of temperature and salinity. Results show two geographic provinces separated around 28 °N, the latitude of Punta Eugenia, Baja California Sur. North of Punta Eugenia subarctic waters persist most of the year, while to the south an influence of tropical and subtropical surface waters is observed during summer and fall. The seasonal means also showed year-round coastal upwelling in the northern region, more intense during spring. In the southern region, coastal upwelling occurs mainly during spring and summer. Surface geostrophic currents derived from seasonal means of dynamic height (0/500 dbar) indicated that during spring, the California Current flows equatorward with reduced mesoscale activity. During the other seasons, eddies and meanders are common. At 200 m depth, geostrophic currents (200/500 dbar) delineated a poleward flow over the shelf break, the California Undercurrent, except in spring when it deepens (400–800 m) and meanders on and off the break. The undercurrent was found modulated by the existence of two cyclonic gyres, north and south of Punta Eugenia. Regional temperature and salinity anomalies allowed distinguishing four periods of interannual variability: El Niño 1997–1998, La Niña 1998–2002, a period of subarctic water enhancement, and a latter El Niño-La Niña shift between 2007 and 2008.

Keywords: California Current System, hydrographic climatology, water masses, geostrophic circulation.

INTRODUCCIÓN

El límite sureño del Sistema de la Corriente de California (SCC) se encuentra en la región oceánica frente a la costa occidental de la Península de Baja California (BC). En esta región el SCC presenta muchas de las características principales típicas de un sistema de circulación de frontera oriental; esto es, surgencias costeras en respuesta a vientos a lo largo de la costa, un flujo superficial predominante hacia el ecuador como respuesta al mecanismo forzante, y una contracorriente subsuperficial dirigida hacia el polo que fluye a lo largo del talud continental (~200–400 m). Esta región sureña del SCC se considera como una zona de transición (Roden 1971), ya que cerca de la superficie confluyen la masa de Agua Subártica (ASA) transportada hacia el sur por el flujo de la Corriente de California (CC), así como el Agua Tropical Superficial (ATS) y el Agua Subtropical Superficial (AStS) que provienen del sur y suroeste de la península (Hickey 1998, Lynn y Simpson 1987). Debajo de la superficie (100–400 m) el flujo hacia el polo de la Contracorriente de California (CCC) acarrea Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) (Durazo y Baumgartner 2002). A mayor profundidad (> 500 m) se encuentra agua que se hunde en el Pacífico norte, conocida como Agua Intermedia del Pacífico (AIP) (Talley 1993). Las fronteras entre estas masas de agua cambian de posición en escalas temporales muy diversas, desde semanales hasta decadales. Los cambios en las fronteras y la mezcla resultante de su interacción establecen muchas de las condiciones que modulan la diversidad biológica y la variabilidad química en la región (Bograd y Lynn 2003, Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Durazo 2009).

Mucho de lo que se conoce sobre la climatología y variabilidad de la región sureña del SCC se ha derivado del análisis de datos obtenidos por el programa CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations), en cuyas campañas oceanográficas en la región entre 1950 y 1978 se realizaron mediciones hidrográficas que han permitido caracterizar la estructura de la variabilidad espacial y temporal de las variables físicas y biológicas. Entre otros, el análisis conjunto de 28 años de datos ha permitido estudiar la circulación media estacional (Chelton 1984, Lynn y Simpson 1987, Di Lorenzo 2003) y la obtención de promedios climatológicos de la hidrografía (Hickey 1979, Lynn y Simpson 1987, Bograd y Lynn 2003). En particular, Lynn y Simpson (1987) utilizaron datos hidrográficos recolectados entre 1950 y 1978 para describir los campos estacionales de corrientes y de hidrografía, desde el extremo norte del SCC en Vancouver, Canadá, hasta la porción sur de la península de BC. Su estudio concluyó que el núcleo de

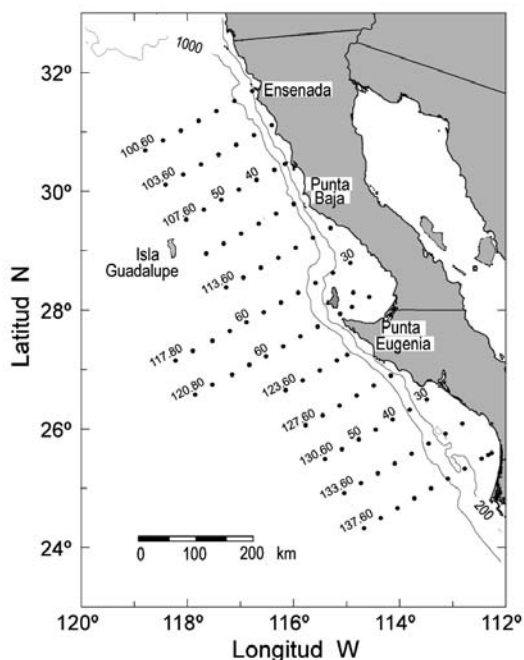
la CC, cuyo flujo es más intenso en primavera, se encuentra alejado de la costa (~200–500 km) frente a California, y se caracteriza por un mínimo de salinidad superficial. Frente a Ensenada (~31.5 °N), la CC vira hacia el este (Chereskin y Trunnell 1996) y se convierte en un flujo mayormente subsuperficial (30–70 m) cercano a la costa (0–200 km). Lynn y Simpson (1987) mostraron además que la contracorriente costera superficial es muy débil o no existe frente a BC, y que debajo de la superficie (100–300 m, pero con señal hasta 1000 m) existe un flujo hacia el polo (CCC) que es una característica típica de los sistemas de frontera oriental; además, describieron la variabilidad estacional de la CCC y mostraron que a tales profundidades las características de las masas de agua están asociadas con la variación en la intensidad del flujo.

Aún cuando Lynn y Simpson (1987) utilizaron datos de 28 años para realizar un análisis climatológico, y aún cuando sus resultados sintetizan las características principales de la variabilidad estacional frente a BC, su trabajo está basado en datos obtenidos de una malla burda, recabados durante un período frío (Mantua y Hare 2002), de manera tal que los promedios calculados pueden no ser aplicables para la estimación de anomalías para datos de otros períodos. El análisis de Lynn y Simpson (1987) frente a BC se concentró en datos de líneas cardinales (100, 110, 120 y 130) y estaciones pares (30, 40, 50, etc.), debido principalmente a que las líneas no cardinales y estaciones impares no habían sido suficientemente muestreadas. El presente trabajo es una continuación del análisis de los primeros años de datos realizado por Ramírez-Manguilar (2005), y extiende el estudio de Lynn y Simpson (1987) al incorporar datos de mayor resolución espacial obtenidos por el programa de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) de 1997–2008. El incremento en la resolución espacial aporta datos adicionales que son utilizados para lograr una mejor descripción de la variabilidad estacional a escalas espaciales menores a las descritas por Lynn y Simpson (1987). Adicionalmente, una climatología que incorpora datos recientes puede reflejar de manera más adecuada los promedios de propiedades de diferente régimen climático.

DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos analizados en este trabajo fueron obtenidos por CalCOFI e IMECOCAL en 89 estaciones hidrográficas frente a Baja California, México (fig. 1). La malla de estaciones es un subconjunto del plan de muestreo original de CalCOFI, e incluye

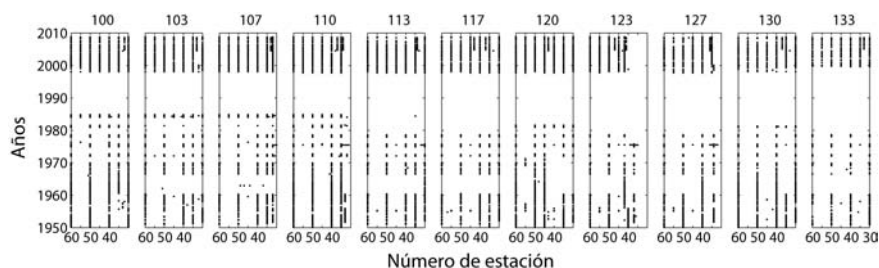
Figura 1. Mapa de estaciones del programa IMECOCAL. Los puntos representan las estaciones hidrográficas ocupadas trimestralmente por el programa. Las etiquetas sobre las estaciones indican el número de línea y de estación. Se incluyen los contornos de profundidad de 200 y 1000 m. Las estaciones 65 a 80 de las líneas 117 y 120 sólo se muestrearon de octubre de 1997 a julio de 2005.



estaciones desde la costa hasta ~220 km mar adentro, y desde la línea 100 frente a Ensenada (31 °N) hasta la línea 137 en el Golfo de Ulloa (24 °N).

La rutina de muestreo de CalCOFI frente a Baja California en el período 1950–1978 consistió en hidrocalas verticales hasta 500 m de profundidad, con registros en 17 profundidades estándar. Típicamente estos muestreos se realizaron mensualmente durante los primeros tres a cinco años, y después de forma trimestral, aunque con períodos prolongados sin observaciones (fig. 2). A partir de octubre de 1997, IMECOCAL realiza campañas trimestrales en invierno, primavera, verano y otoño (usualmente en enero, abril, julio y octubre, respectivamente) y obtiene muestras en todas las líneas (100 a 137) y estaciones (pares e impares). En cada estación se realizan mediciones continuas de conductividad y temperatura, desde la superficie hasta el fondo o 1000 m de profundidad, utilizando un CTD marca SBE 9/11 equi-

Figura 2. Evolución temporal de la ocupación de estaciones en la región IMECOCAL. El número de línea se indica en la parte superior. Los puntos en cada recuadro indican la realización de una hidrocala en donde se obtuvieron perfiles verticales de temperatura y salinidad. Note los períodos sin observaciones en la década de los sesenta y entre 1984 y 1997.



pado con dos sensores de temperatura y dos de conductividad. Los datos de CTD se procesaron usando la paquetería de análisis provista por el fabricante, mientras que las variables asociadas (anomalías de densidad y de geopotencial) se calcularon usando la ecuación de estado de 1980 (JPOTS Editorial Panel 1991).

Al presente se han realizado un total de 42 cruceros oceanográficos. Típicamente cada crucero se realiza en un período de entre 15 y 20 días. Los primeros 31 cruceros incluyeron lances hasta la estación 80 sobre las líneas 117 y 120 (fig. 1). La distancia nominal es de 37 km (20 mn) entre estaciones y de 74 km (40 mn) entre líneas. La resolución espacial de las observaciones permite por tanto discernir escalas de variabilidad mayores a 50 km, mientras que la resolución temporal es suficiente para representar la variabilidad estacional que se describe más adelante.

En la figura 2 se muestra la frecuencia de muestreo en cada una de las estaciones de la región IMECOCAL durante los períodos CalCOFI e IMECOCAL. Es conveniente recalcar que aún cuando las estaciones hidrográficas CalCOFI en 1950–1978 fueron ocupadas un buen número de ocasiones (al menos 40, el criterio mínimo de Lynn y Simpson 1987), la obtención de muestras se concentró a lo largo de las líneas cardinales y estaciones pares. Es posible visualizar dos períodos con duración de algunos años en que la cobertura espacial fue muy reducida o no se obtuvieron datos, uno de 1960–1966 y otro de 1979–1997 (al sur de la línea 113). La figura resalta además una mejor resolución espacial a partir de 1997 ya que IMECOCAL incorpora líneas no cardinales y estaciones impares: además de incrementar el número de datos disponibles, la red IMECOCAL logra

mejorar sustancialmente la cobertura espacial al integrar estaciones que no fueron muestreadas rutinariamente por CalCOFI.

Para cada profundidad estándar en cada estación se generaron series de tiempo de las variables utilizando todos los datos disponibles. Para minimizar errores de medición se eliminaron aquellos datos cuyo valor estuvo fuera del intervalo de tres desviaciones estándar respecto a la media temporal (ver Ramírez-Manguilar 2005, para más información sobre el procedimiento de calidad de datos). Las medias climatológicas de temperatura y salinidad se obtuvieron al ajustar a los datos una función armónica con periodicidad anual. El método de ajuste armónico en el sentido de mínimos cuadrados es preferible al uso de medias aritméticas debido a que éstas están influenciadas por el número de datos utilizados en el cálculo (Chelton 1984), además de que permite obtener varios parámetros asociados con el método (incertidumbre en la evaluación de coeficientes y capacidad predictiva, entre otros). Para la capa superior del océano (~100 m) las curvas de ajuste armónico de temperatura explicaron entre 40% y 80% de la varianza total. Dado que la variabilidad temporal de la salinidad se puede atribuir principalmente a fluctuaciones no estacionales (Gómez-Valdés y Jerónimo 2009), el ajuste armónico de esta variable es pobre y explicó típicamente 20% o menos de la variabilidad total.

Debido a que el registro de CalCOFI es de mayor duración (28 años) puede suponerse que las medias calculadas utilizando ese conjunto de datos son más aproximadas a las medias verdaderas. Para estimar el grado de incertidumbre de la climatología calculada sólo con datos de IMECOCAL se calcularon por separado medias climatológicas utilizando ambos conjuntos de datos. El cálculo se realizó para las estaciones pares sobre las líneas cardinales ocupadas por ambos programas. El análisis detallado mostró que en los 100 m superiores de la columna de agua, las climatologías estacionales calculadas con datos de IMECOCAL y CalCOFI no son significativamente diferentes ($P < 0.05$), excepto para la temperatura en los primeros 30 m de profundidad, para la que el ajuste armónico con ambos conjuntos de datos mostró promedios estadísticamente diferentes. Por tanto, se puede razonar que las medias climatológicas calculadas para las estaciones donde sólo existen datos de IMECOCAL (vg., líneas no cardinales y estaciones impares) son correctas dentro de los rangos de incertidumbre definidos por la raíz cuadrática media (rcm) de las diferencias en las climatologías estacionales, de 0.3–1.0 °C y 0.05 para temperatura y salinidad respectivamente. Se debe mantener en mente que los datos de CalCOFI se obtuvieron durante un régimen climático diferente a los de IMECOCAL, por lo que es posible que una fracción o el total de la rcm

podiera deberse a diferencias reales en los parámetros medidos dados los tiempos de muestreo.

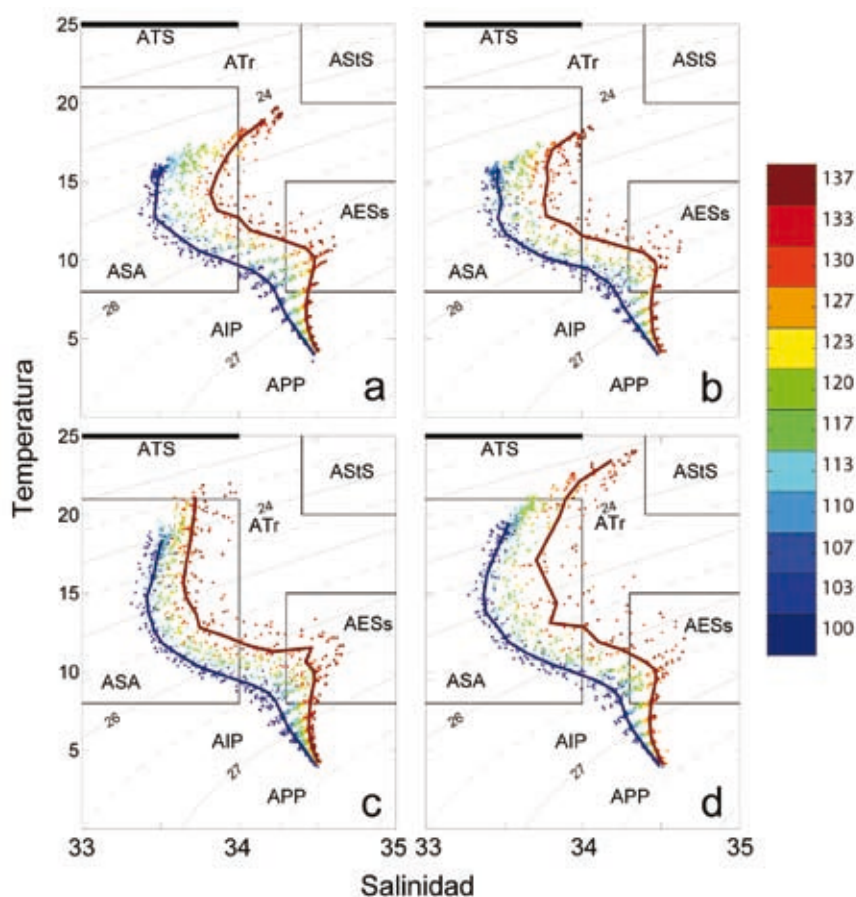
RESULTADOS

Masas de agua

Para cada una de las estaciones de la figura 1 se obtuvieron promedios estacionales de temperatura (T) y salinidad (S) a cada una de las profundidades estándar entre la superficie y 500 m de profundidad. Los resultados se muestran como diagramas T-S en la figura 3, en donde además se presentan contornos de anomalías de densidad (σ_t , kg m^{-3}) y rangos aproximados de variabilidad de cada una de las masas de agua presentes en la región (ver Durazo y Baumgartner 2002). Los puntos en los diagramas T-S están codificados en color para indicar el transecto de muestreo dentro de la red IMECOCAL, desde la línea 100 (azul) hasta la línea 137 (rojo). La línea continua en azul representa el perfil T-S medio de todas las estaciones muestreadas entre las líneas 100, 103, 107 y 110 (región norte), mientras que la línea en rojo representa el promedio de las estaciones sobre las líneas 123, 127, 130 y 133 (región sur).

Los diagramas T-S estacionales de la región IMECOCAL indican que el mínimo relativo de salinidad, asociado con el núcleo de la CC, se encuentra alrededor del intervalo de densidades de $24.5\text{--}25.5 \text{ kg m}^{-3}$. La variabilidad estacional de la capa superficial ($\sigma_t < 26 \text{ kg m}^{-3}$) sugiere que la influencia del ASA que acarrea la CC es máxima durante primavera (fig. 3b), durante la época de surgencias cuando los vientos del noroeste son más intensos en la región (Pérez-Brunius *et al.* 2007). El efecto de los vientos es el de generar un transporte sustancial de ASA hacia toda la región IMECOCAL. Durante el verano se aprecia que las aguas superficiales conservan la salinidad media observada en primavera ($S < 34$), pero en la región sur (líneas 123–137) éstas modifican su temperatura para conformar una mezcla entre ASA y AStS. En ambas estaciones del año, la inflexión en las curvas T-S que indica el mínimo relativo de salinidad es inexistente o muy tenue, indicio de que la capa superficial está ocupada casi en su totalidad por ASA, o en el caso de la región sur, ASA ligeramente modificada por calentamiento solar o advección de ATS y AStS. Durante el otoño y el invierno, la salinidad de la capa superficial se modifica para alcanzar valores arriba de 34. El hecho de que los puntos T-S durante estas épocas caen sobre una región de mezcla entre ASA y AStS sugiere que el incre-

Figura 3. Diagramas T-S estacionales. (a) Invierno (DIC, ENE, FEB), (b) primavera (MAR, ABR, MAY), (c) verano (JUN, JUL, AGO) y (d) otoño (SEP, OCT, NOV). Se indica el rango de variación de las diferentes masas de agua que confluyen en la región: ASA = Agua Subártica, ATS = Agua Tropical Superficial, ATr = Agua Transicional, ASSt = Agua Subtropical Superficial, AESs = Agua Ecuatorial Subsuperficial, y AIP = Agua Intermedia del Pacífico. Los rangos fueron tomados de Durazo y Baumgartner (2002). Note que el ATS se indica por una línea gruesa de salinidad entre 33 y 34, y $T = 25^{\circ}\text{C}$, el límite inferior de esta agua en la región. Las líneas de color indican los perfiles medios de la región norte (azul, estaciones sobre los transectos 100, 103, 107 y 110) y sur (rojo, estaciones sobre los transectos 123, 127, 130 y 133).



mento de salinidad ocurre debido a la intrusión de AStS, quizá como un flujo costero hacia el polo (contracorriente superficial, ver Lynn y Simpson 1987 y Zaytsev *et al.* 2007) o como abordamiento o erosión de agua al oeste de la CC, producto de la persistentes estructuras de mesoescala durante otoño e invierno. Los colores en los puntos sobre dicha línea de mezcla sugieren que la influencia del AStS está limitada por la latitud ya que la tendencia de los pares T-S hacia valores típicos de AStS en la región norte es imperceptible. Esto confiere a la región norte su carácter subártico durante todo el año.

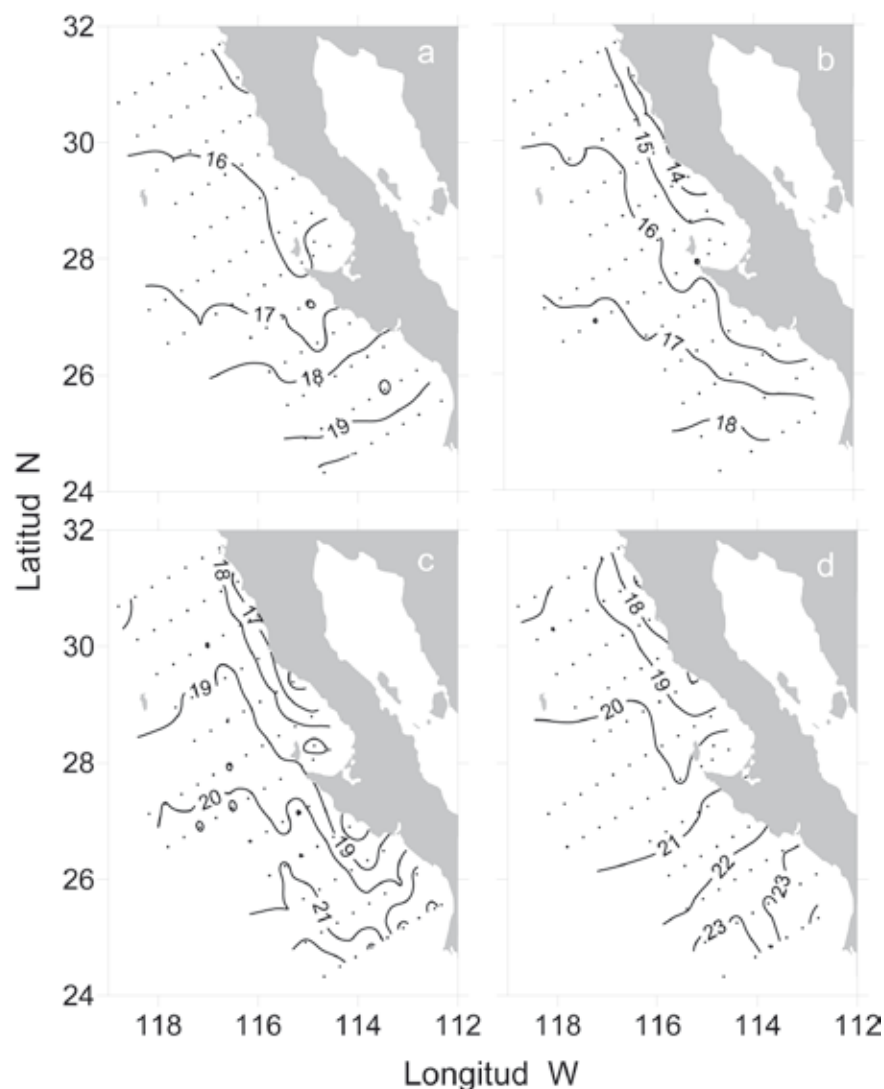
Para aguas subsuperficiales (>100 m) el máximo relativo de salinidad localizado alrededor de $\sigma_t \sim 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ está asociado con el flujo hacia el polo de la CCC que transporta AESs (Tsuchiya 1981, Durazo y Baumgartner 2002). Los pares T-S durante las cuatro estaciones del año en las regiones central y sur muestran que la dispersión de puntos alrededor de $\sigma_t \sim 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ es mínima durante la primavera y máxima durante verano y otoño. Este comportamiento no se observa en la región norte. A la profundidad de dicha superficie isopical, una mayor (menor) dispersión de datos sugiere una mayor (menor) actividad de mesoescala en la región central-sur (norte). La mayor dispersión en verano y otoño coincide con una expansión hacia el norte de aguas ecuatoriales a esa profundidad y un incremento del rotacional del esfuerzo del viento en la superficie (debilitamiento del anticiclón atmosférico, Di Lorenzo 2003), procesos que favorecen las inestabilidades baroclínicas que pueden dar lugar a estructuras de mesoescala. Jerónimo y Gómez-Valdés (2007) han descrito evidencias de este tipo de estructuras subsuperficiales.

Distribución espacial de promedios climatológicos

Los promedios climatológicos estacionales de las propiedades hidrográficas pueden aportar evidencias de diversos procesos físicos que modulan su distribución espacial. En las figuras 4 y 5 se muestran los promedios estacionales de temperatura y salinidad a 10 m de profundidad respectivamente. De manera general estas figuras muestran que las máximas temperaturas y salinidades ocurren en otoño, mientras que las mínimas se observan en primavera.

En la región norte la distribución superficial de temperatura (fig. 4) muestra valores mínimos cerca de la costa, con isotermas orientadas paralelas a la península entre la costa y 50–100 km mar adentro, y con una orientación perpendicular a la costa (E–W) en el océano profundo. Este patrón refleja la importancia de la surgencia costera en la porción oriental de los transectos, y la del calentamiento

Figura 4. Promedio climatológico estacional de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 10 m de profundidad. (a) Invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño. El intervalo de contornos es 1°C .



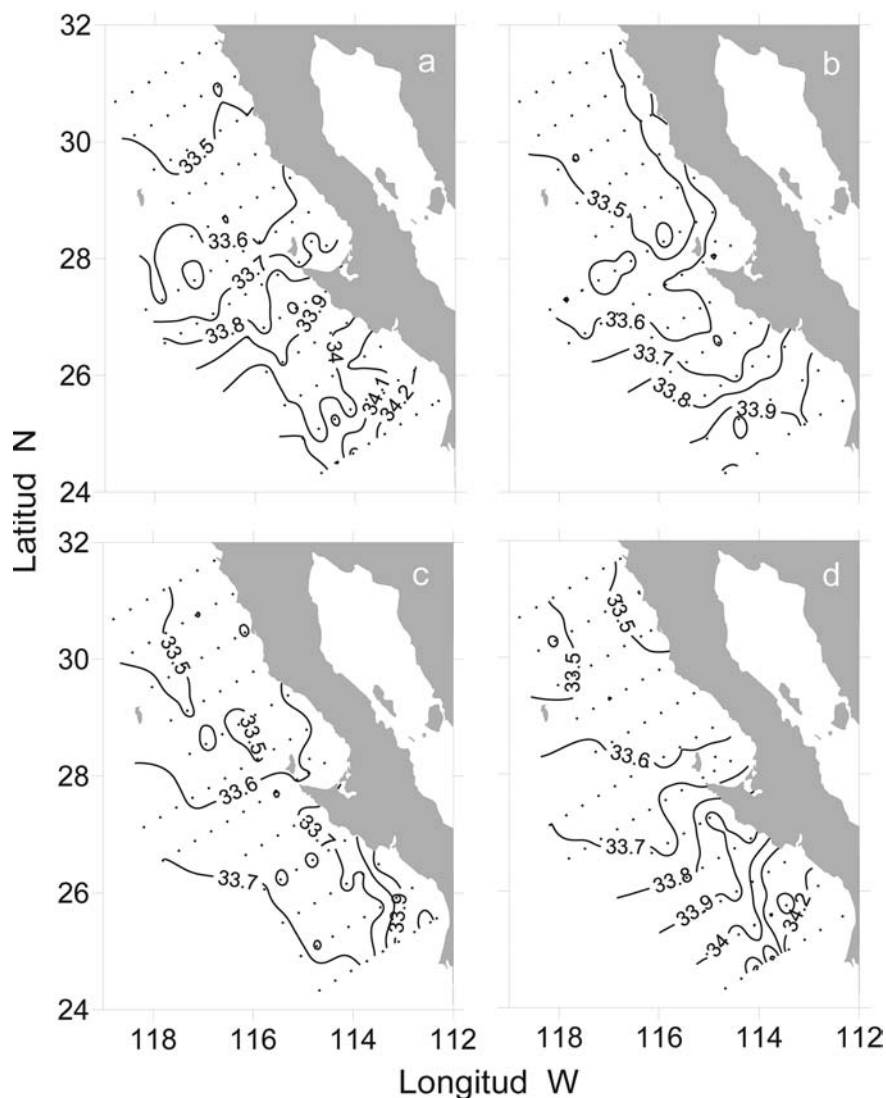
solar lejos de la costa. Los mínimos relativos de temperatura cercanos a la costa se observan a lo largo del año y reflejan afloramientos de agua subsuperficial, con valores mínimos en abril, la época de surgencias más intensas. En la región sur

los mínimos costeros que indican afloramientos se observan sólo en primavera y verano al sur de Punta Eugenia. En esta misma región, el máximo gradiente zonal ocurre en verano.

La distribución superficial de salinidad en la región norte (fig. 5) muestra aguas de la CC ($S < 33.5$) entre 50 y 100 km de la costa durante la primavera (fig. 5b). Hacia el verano (fig. 5c) se observa que la lengüeta del mínimo de salinidad se ha desplazado hacia el oeste hasta unos ~100–200 km de la costa. Cerca de la costa la salinidad es relativamente mayor, $S \sim 33.6$, producto de agua subsuperficial que ha sido llevada a la superficie como resultado del bombeo de Ekman en la época de vientos intensos a lo largo de la costa en primavera (Pérez-Brunius *et al.* 2007). Durante otoño e invierno el mínimo de salinidad se extiende en todo el dominio de la región norte. En todas las estaciones la influencia de ATS y AStS en la porción sur se distingue por la lengua de alta salinidad relativa cercana a la costa. Otro indicador de la presencia de AStS es el adelgazamiento del núcleo de la CC hacia la porción sureste de la región de estudio, en donde se observan salinidades relativamente altas principalmente durante otoño e invierno.

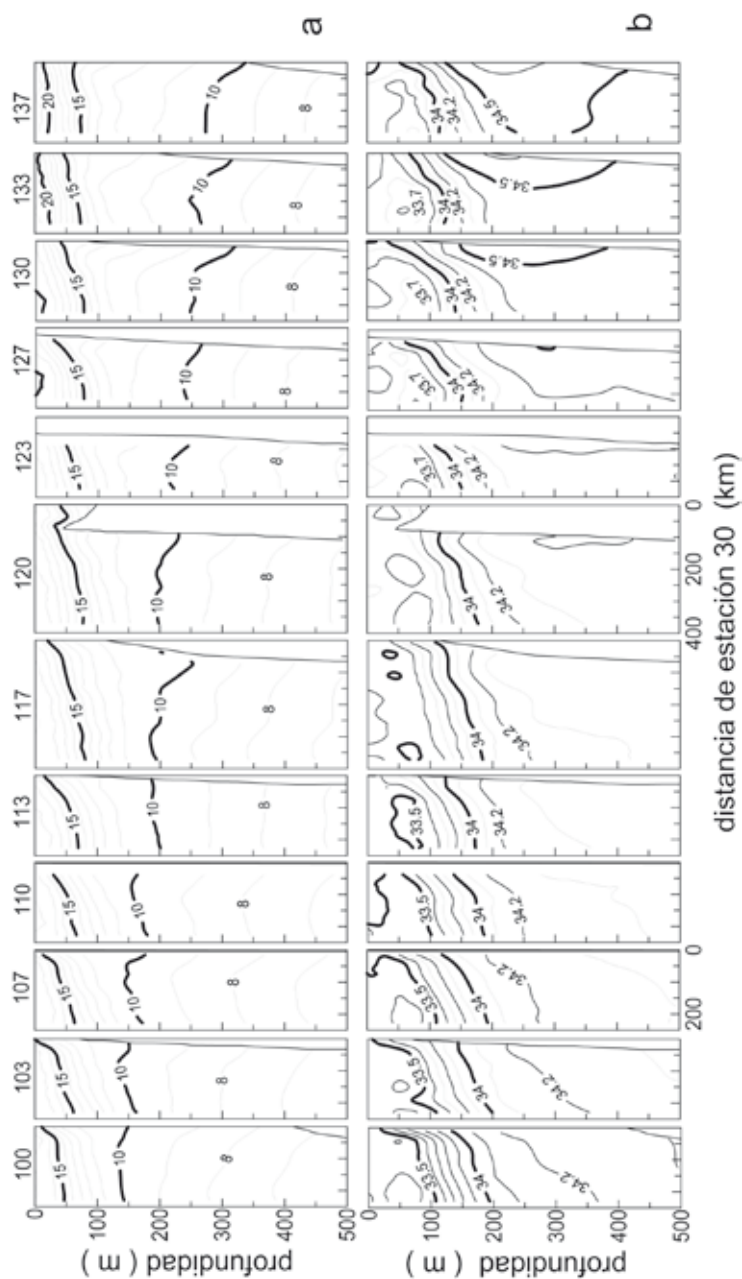
Para cada uno de los transectos de muestreo de IMECOCAL se presentan promedios absolutos (11 años) de temperatura y salinidad entre la superficie y 500 m de profundidad (fig. 6). No se han incluido los promedios de densidad ya que éstos mostraron un comportamiento muy similar a la temperatura. La tendencia de los contornos a surgir hacia la superficie en regiones cercanas a la costa, confirma la existencia de afloramientos costeros en la mayoría de las secciones. La pendiente positiva es máxima al este de las líneas 107 y 113; esto es, sobre la posición del mínimo de temperatura superficial mostrado para la región norte en la figura 4. La pendiente positiva de los contornos de temperatura (fig. 6a) en la capa superior en todas las secciones sugiere la ausencia de una contracorriente costera superficial. Este resultado es consistente con las observaciones de Lynn y Simpson (1987) quienes discuten además la posibilidad de la existencia de una contracorriente sobre la porción más costera, es decir, fuera de la malla de muestreo. Es posible que si tal contracorriente superficial existe, su escala sea pequeña y su manifestación resulte enmascarada por la aproximación geostrófica. Algunas mediciones recientes con corrientímetros acústicos (ADCP) indican la presencia de flujos costeros hacia el polo de unos 10–50 km de ancho (Soto-Mardones *et al.* 2004) que interactúan con flujos hacia el sur y la morfología costera para generar estructuras de mesoescala superficial que pueden propagarse hacia el oeste. A diferencia de la contracorriente superficial en el norte del SCC donde el flujo hacia el polo se intensifica en

Figura 5. Promedio climatológico estacional de salinidad a 10 m de profundidad. (a) Invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño. El intervalo de contornos es 0.1.



verano, Soto-Mardones *et al.* (2004) mencionan que la ocurrencia de estos flujos en la costa de Baja California tiene un carácter no estacional. Es factible que la existencia de la contracorriente superficial costera dentro del dominio de IMECOCAL

Figura 6. Promedios climatológicos totales de (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y (b) salinidad en cada una de las líneas de muestreo IMECOCAL. El intervalo de contornos de temperatura es de 1°C , y el de salinidad es de 0.1. El número de transecto se indica en la parte superior.



esté asociada localmente a la variación espacial de vorticidad en las inmediaciones de prominencias costeras como Punta Eugenia y Punta Baja, entre otras.

Debajo de 200 m de profundidad en la región norte (secciones 100 a 110), la aproximación geostrófica de una pendiente negativa en las isotermas (isopícnas) indica la existencia de un flujo hacia el polo asociado al talud continental (fig. 6a). Mar adentro la pendiente positiva de las isotermas a esas profundidades implica corrientes hacia el ecuador. Esta estructura en forma de domo determina la existencia de una circulación ciclónica en profundidad, y desaparece alrededor de la línea 113 ($\sim 29^\circ\text{N}$). Hacia la parte central de la región (líneas 117 y 120) la pendiente de las isotermas sobre el talud (200–400 m) es negativa, lo que indica la presencia de la CCC. Sobre la región sur (secciones 123 a 137), el domo aparece de nuevo hacia la línea 123. La pendiente costera negativa es máxima sobre la línea 130, por lo que una aproximación geostrófica indica que la CCC es más intensa en esta región.

Los promedios totales de salinidad en cada una de las secciones (fig. 6b) muestran que el mínimo relativo de salinidad cerca de la superficie se encuentra localizado lejos de la costa en las líneas más al norte (100 a 103), y se acerca a la costa hacia la parte central de la región de estudio, alrededor de las líneas 110 y 113. Este desplazamiento del núcleo de la CC hacia la costa ha sido descrito previamente en relación con la bifurcación del Frente Ensenada (Chereskin y Trunnell 1996, Gay y Chereskin 2009), que define un ramal norte de la CC que fluye hacia el polo y forma el giro de la Cuenca del Sur de California, y un ramal sur que fluye hacia el sureste hasta alcanzar la costa cerca de Punta Baja (línea 100). El núcleo de salinidad mínima de la CC se transforma en una estructura subsuperficial hacia las líneas 117–120, y pasa de ser una estructura superficial ($S \sim 33.4$) en la sección más norteña, a una cuña delgada de baja salinidad ($S \sim 33.7$) y mayor profundidad (60–70 m) en la sección al sur.

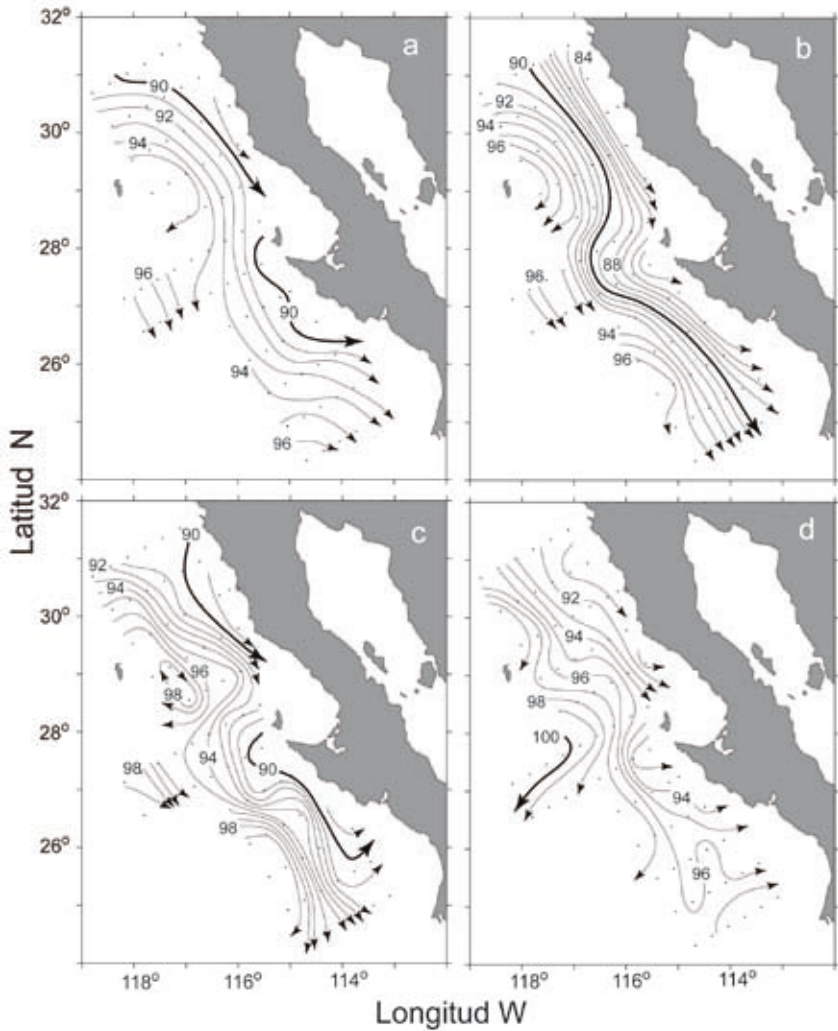
La pendiente positiva de las isohalinas en la capa superficial de la columna de agua es similar a la mostrada por las isotermas (fig. 6a), lo cual refleja el aporte de aguas relativamente más salinas hacia la superficie como producto de las surgencias costeras. La pendiente es positiva en todas las líneas y es máxima en la 107 y la 110. En las porciones más profundas de cada línea la CCC se caracteriza por un surgimiento de las isohalinas y valores de salinidad relativamente altos sobre el talud continental. En la región sur la CCC se caracteriza por un máximo relativo de salinidad de ~ 34.5 cerca de la costa. Este máximo relativo coincide con la máxima pendiente negativa de las isotermas (fig. 6a), por lo que pudiera estar asociado con un flujo más intenso de la CCC en estas latitudes.

En la distribución espacial de promedios estacionales mostrados en las figuras 4 y 5 se nota que las regiones de surgencias costeras en la región norte presentan valores superficiales de 14 °C y 33.5 de salinidad. Al sur de Punta Eugenia los valores correspondientes son de 16 °C y 33.8 de salinidad. Los promedios por sección que se muestran en la figura 6 indican que la profundidad de donde provienen las aguas con estos valores, tanto para la región norte como para la región sur, es entre 70–100 m, lo que sugiere que la fuente de aguas recién emergidas durante eventos de surgencia proviene de la porción superior del agua que acarrea la CCC. Como lo discuten Gay y Chereskin (2009) para el sur de California, esto no necesariamente implica un afloramiento de la CCC que se vería reflejado en un flujo superficial hacia el polo a lo largo de la costa.

Dinámica Geostrófica

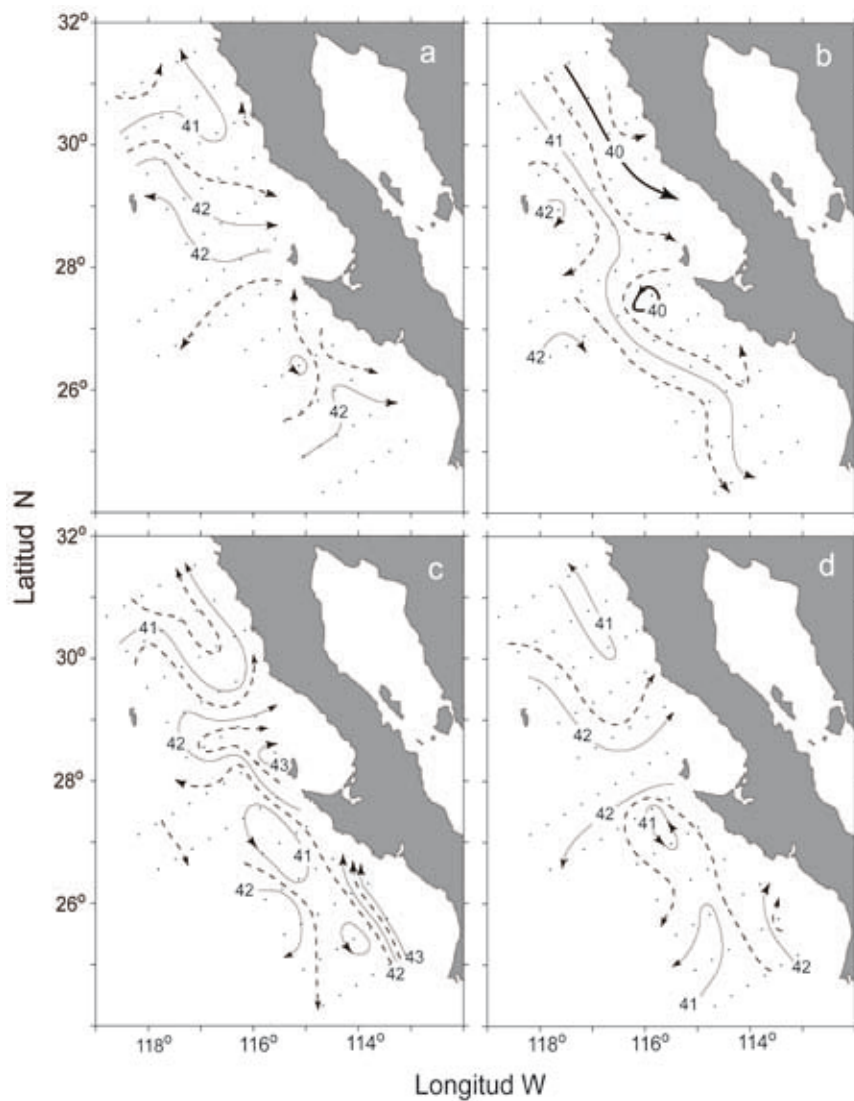
El conjunto de datos obtenido por CalCOFI e IMECOCAL a lo largo de 38 años (ver fig. 2) se utilizó para calcular la anomalía geopotencial en cada una de las estaciones de la red (fig. 1). Debido a que la profundidad máxima de las hidrocalas realizadas por CalCOFI es de 500 m, éste se utilizó como nivel de referencia en los cálculos. Se obtuvieron las medias climatológicas de altura dinámica para cada una de las profundidades estándar entre la superficie y 500 m de profundidad. Los patrones de circulación en superficie y a 200 m se derivaron de los cálculos anteriores y se muestran en las figuras 7 y 8, respectivamente. En la superficie (fig. 7) el flujo es en promedio hacia el ecuador y está modulado por la variabilidad estacional. Entre los patrones de circulación superficial destacan dos giros o meandros anticiclónicos que están presentes en todas las estaciones del año excepto en otoño. Una de estas estructuras es el meandro al sureste de Isla Guadalupe, más definido durante el verano; la otra estructura se aprecia hacia el suroeste de la región de estudio. Los gradientes horizontales de altura dinámica varían estacionalmente. Durante la primavera, cuando los vientos de surgencia son más intensos (Hickey 1998, Pérez-Brunius *et al.* 2007) y las temperaturas superficiales son mínimas (fig. 4), la pendiente de la superficie del mar en la dirección costa-océano es máxima en la región norte. En invierno el flujo hacia el sur es similar al de primavera, aunque con gradientes menores de elevación del mar. Hacia el verano y el otoño, los gradientes horizontales disminuyen y el flujo se caracteriza por meandros y estructuras de mesoescala. La mayor parte del serpenteo en el flujo está asociado con la mayor prominencia costera de la región: Punta Eugenia.

Figura 7. Contornos de altura dinámica de la superficie del mar relativos a 500 dbar (cm dinámicos, $1 \text{ cm din} = 0.01 \text{ J kg}^{-1}$). El intervalo de contornos es de 2 cm din. Las flechas indican la dirección de la corriente. (a) Invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño.



A 200 m de profundidad, aproximadamente la profundidad del núcleo de la CCC que acarrea aguas de origen ecuatorial (AESs), el patrón de circulación estacional consiste en dos giros o meandros ciclónicos (fig. 8) separados frente a Punta Eugenia. Los promedios estacionales de contornos de anomalía de geopotencial

Figura. 8. Contornos de altura dinámica a los 200 m de profundidad relativos a 500 dbar (cm dinámicos, $1 \text{ cm din} = 0.01 \text{ J kg}^{-1}$). El intervalo de contornos es de 0.5 cm din . Las flechas indican la dirección de la corriente. (a) Invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño.



(200/500 dbar) indican que la frontera entre estos dos giros cambia a escala estacional. Durante la primavera, el flujo es similar al patrón de superficie, con corrientes hacia el sur y ausencia de estructuras de mesoescala. La excepción es un giro ciclónico pequeño (~30–50 km) frente a Punta Eugenia. Esto sugiere que el flujo de la CCC durante primavera controla la circulación a 200 m de profundidad y que el núcleo de la CCC probablemente se ha desplazado hacia mayores profundidades, mar adentro, o que se ha debilitado.

La estructura ciclónica subsuperficial en la región norte (fig. 8a, c, d) es aparentemente la manifestación profunda del giro ciclónico superficial del sur de California en el período de verano a invierno. La porción oriental de este giro identifica el flujo de la CCC sobre el borde del talud continental. La existencia de este giro implica que las aguas alejadas de la costa son primero transportadas hacia ésta y más tarde hacia mayores latitudes como parte del flujo costero subsuperficial de la CCC. En invierno los gradientes débiles en la altura dinámica en la región sur sugieren una circulación ciclónica difusa. Durante verano y otoño, las estaciones del año cuando la estratificación vertical está claramente definida, ambos giros ciclónicos son notorios tanto en la región norte como en la región sur. En el verano el gradiente espacial de altura dinámica en la región sur es máximo sobre la porción este del giro. Esto implica que la CCC es más intensa en esta temporada del año, en consistencia con la máxima pendiente negativa de las isotermas a esas profundidades (fig. 6). Esta intensificación estival ha sido observada también en el sur de California (Gay y Chereskin 2009). Cuando la circulación bi-ciclónica es evidente las líneas de corriente indican que cerca de Punta Eugenia el flujo hacia el polo se separa de la costa. Parte de este flujo retorna hacia el sur sobre la porción occidental del giro ciclónico del sur, y parte fluye hacia el este atrapado por el giro ciclónico del norte y después hacia el polo de nuevo sobre el borde del talud continental.

DISCUSIÓN

Masas de agua y circulación

En base a un conjunto de datos hidrográficos que incluye información reciente con mayor resolución espacial y cobertura temporal respecto a estudios previos (fig. 2, ver Lynn 1967, Lynn y Simpson 1987) se han descrito las características climatológicas de la estructura oceánica y de la circulación sobre la costa occidental de la Península de Baja California. La mayor resolución de muestreos de IMECOCAL

permitió cuantificar mejor las características de la circulación media y de la distribución de masas de agua a escala estacional. Los resultados muestran que en la capa superficial la circulación estacional determina la distribución de propiedades y la interacción entre las masas de agua presentes en la región. Debajo de la superficie (~200 m) se observó el flujo clásico de una corriente hacia el polo que acarrea aguas de origen ecuatorial. El flujo está organizado en dos estructuras de circulación ciclónica que, debido a su variabilidad estacional, modulan la contribución de agua de origen ecuatorial hacia latitudes altas.

Los vientos a lo largo de la costa son más intensos durante la primavera (Pérez-Brunius *et al.* 2007, Castro y Martínez este volumen). La advección norte-sur asociada a estos vientos produce dominancia de aguas relativamente bajas en salinidad y temperatura en toda la región IMECOCAL. Cualitativamente esto representa un mayor volumen de Aguas del Subártico (ASA) en el correspondiente diagrama T-S (fig. 3b). El debilitamiento de los vientos y el incremento en la ganancia de calor por el océano en el periodo verano-invierno, favorecen la estratificación vertical y la existencia de estructuras de mesoescala (fig. 7). Dichas estructuras o meandros no son suficientes para cambiar drásticamente la distribución de propiedades en la región norte en donde domina la influencia de ASA durante todo el año. En contraste, los cambios estacionales en la circulación superficial en la región sur favorecen la entrada de Agua Tropical Superficial (ATS) y Agua Subtropical Superficial (AStS). La existencia de estos procesos se corrobora con análisis de corrientes geostróficas derivadas de sensores remotos realizados por Zaytsev *et al.* (2007), quienes mostraron evidencias de flujos superficiales hacia el polo, cercanos a la costa durante verano y otoño. La mayor actividad de mesoescala en estas épocas produce además una mayor dispersión de puntos en los diagramas T-S (fig. 3a, c, d) que refleja la fuerte interacción y mezcla entre todas las masas de agua superficiales.

En consistencia con el estudio de Lynn y Simpson (1987), no se observaron evidencias de una corriente hacia el polo cerca de la superficie (fig. 7). Soto-Mardones *et al.* (2004) mostraron que sobre la plataforma continental pueden observarse flujos angostos (10–20 km) de una contracorriente superficial que fluye en dirección opuesta a la CC; adicionalmente mencionan que lejos de la plataforma pueden encontrarse flujos hacia el polo asociados con meandros y giros. Esta característica no es evidente en los promedios estacionales de circulación superficial presentados en este trabajo y por Lynn y Simpson (1987). Es factible que los flujos asociados a una contracorriente superficial estén desplazados hacia regiones más someras cercanas a la costa donde la aproximación geostrófica (0/500

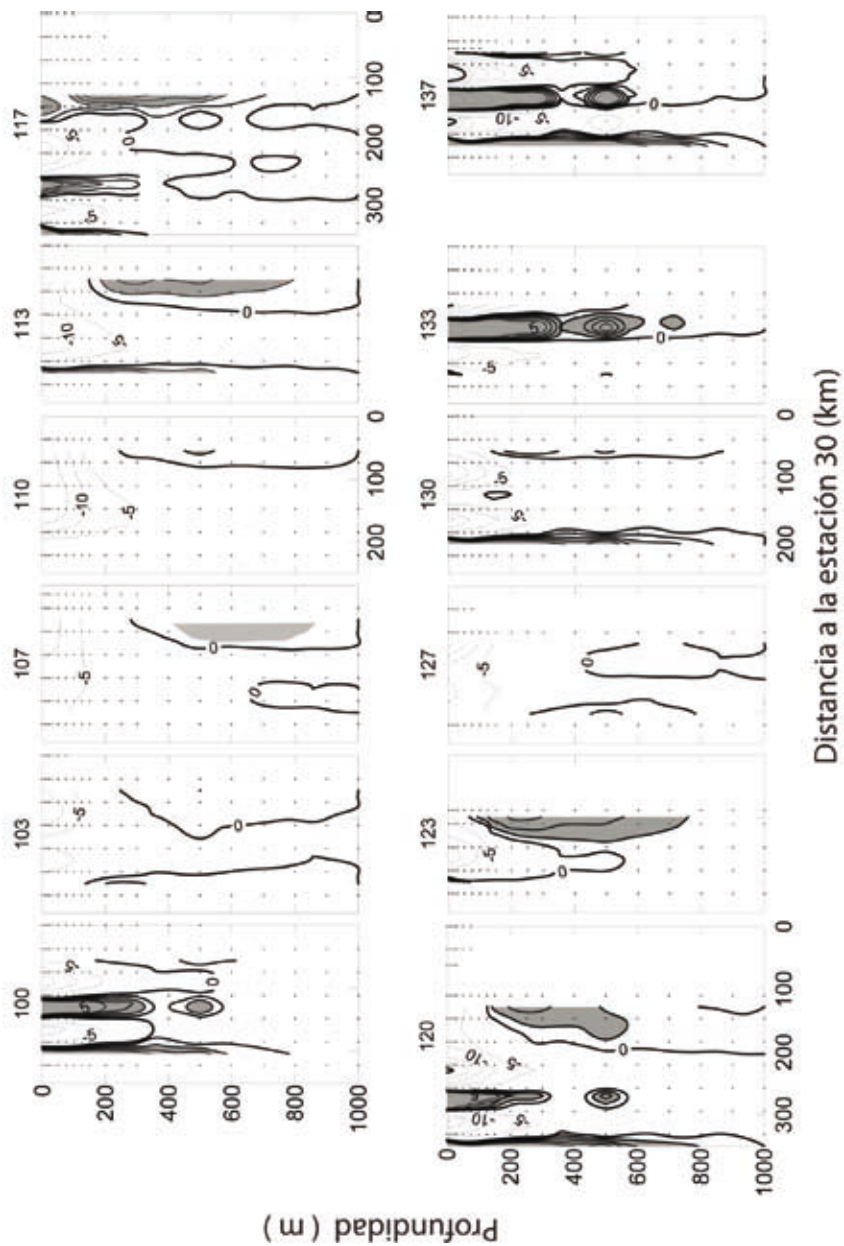
dbar) no puede detectarles. Además, es factible que la contracorriente costera esté asociada con giros y meandros cerca de la costa relacionados con eventos de afloramiento y la geomorfología costera. Esta evidencia, aunque no se manifiesta en este trabajo, es perceptible en mapas de alturas dinámicas presentados por Durazo y Baumgartner (2002) y Durazo *et al.* (2005), en donde en algunos cruceros se observa el flujo de una corriente superficial con dirección al polo sobre el margen costero asociado con regiones de baja temperatura y circulación ciclónica de pequeña escala (20–50 km). La importancia de estas estructuras ciclónicas de menor tamaño radica en que pueden proporcionar un mecanismo físico por medio del cual agua recién emergida, rica en nutrientes, se mantiene en la zona eufótica y favorece la sobrevivencia, el transporte y el reclutamiento de larvas. Es factible que pares de estructuras ciclónicas-anticiclónicas a lo largo de la costa puedan formar un sistema de banda transportadora de una contracorriente costera. Su carácter no estacional les impide sobresalir en los promedios climatológicos presentados en la figura 7, pero son evidentes en algunos cruceros, en particular en las observaciones de Durazo y Baumgartner (2002) y Durazo *et al.* (2005).

En base a las características dinámicas de la Corriente de California, Lynn y Simpson (1987) dividieron el SCC en tres provincias: California central (líneas 60, 70 y 80), California del sur (línea 90) y Baja California (líneas 100, 110, 120 y 130). La diferencia primordial entre las dos últimas es que en el sur de California si se detecta una contracorriente costera con mayor intensidad en otoño e invierno. Sin embargo, desde el punto de vista de la distribución de propiedades los diagramas T-S sugieren que el límite de la provincia del sur de California se extiende hasta 28 °N; esto es, hasta el límite del dominio del agua subártica. Esta es la latitud de Punta Eugenia, la mayor prominencia costera en todo el SCC. Así, la provincia norteña puede ser definida como la que se caracteriza por aguas de relativamente baja salinidad y temperatura, y alto contenido de oxígeno. La región al sur de Punta Eugenia puede quedar enmarcada dentro de esta provincia durante la época de primavera, cuando el flujo de la CC es más intenso y existe menor actividad de mesoescala, o como provincia tropical y subtropical durante el resto del año. La posición latitudinal de la frontera entre provincias juega un papel muy importante en la distribución de organismos, ya que la variación estacional observada puede determinar que existan cambios importantes en las comunidades pelágicas dado el desplazamiento al norte o al sur de la frontera durante eventos de escala interanual y/o decadal (Durazo y Baumgartner 2002, Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Lavaniegos 2009).

La variabilidad de la circulación subsuperficial ha sido expuesta en diagramas de circulación geostrófica a 200/500 dbar, los cuales muestran la ausencia de la CCC durante la primavera y una intensificación en el flujo de ésta hacia el polo durante verano y otoño. Dinámicamente la existencia de la contracorriente subsuperficial en el SCC se ha explicado en términos de un rotacional del esfuerzo del viento positivo entre la costa y 200 km mar adentro, y de gradientes de presión meridional y longitudinal y su variabilidad (Oey 1999, Marchesiello *et al.* 2003). Durante verano y otoño se produce una intensificación del rotacional positivo del viento debido a que el viento que produce surgencias cerca de la costa se ha debilitado, pero no el que está mar adentro (~200 km) (Castro y Martínez este volumen). Esto se ve reflejado en una intensificación de la CCC, especialmente al sur de prominencias costeras como Punta Eugenia. Este mismo fenómeno se ha reportado para el giro del sur de California por Di Lorenzo (2003), y al sur de Punta Concepción por Gay y Chereskin (2009).

El mapa de corrientes medias de primavera mostró un flujo hacia el ecuador a 200 m de profundidad que implica que la CCC está ausente. El análisis de datos de CalCOFI sugiere que el núcleo de la CCC se desplaza hacia mayores profundidades durante enero-marzo (ver Lynn y Simpson 1987). Debido a que la profundidad máxima de muestreo de CalCOFI es de 500 m (el nivel de referencia considerado para cálculos dinámicos) es posible que la CCC no sea detectada por el método geostrófico. Adicionalmente puede ocurrir que el flujo de la CCC se debilite (Gay y Chereskin 2009) o se desplace a mayores profundidades producto de la intensificación del flujo superficial. Los mapas de altura dinámica para mayores profundidades (no mostrados), usando como nivel de referencia 500 m, no indican la presencia de la CCC por debajo de 200 m durante la primavera. Para dilucidar si en esta estación del año la CCC frente a Baja California existe pero es débil, o si se ha desplazado a profundidades mayores, se realizaron cálculos geostróficos utilizando

Figura 9 (página siguiente). Promedios climatológicos de velocidad geostrófica (cm s^{-1}) para primavera. El nivel de referencia es 1000 dbar. Los puntos indican las profundidades estándar de cada estación de muestreo. Los flujos positivos (hacia el polo) están sombreados en gris y tienen un intervalo de contorno de 1 cm s^{-1} . En los flujos hacia el sur, el intervalo de contornos es de 5 cm s^{-1} . El número de transecto se indica en la parte superior. En el eje horizontal se tomó como punto de referencia la estación más hacia la costa común en todos los transectos, la estación 30.



1000 dbar como nivel de referencia. Los contornos de velocidad media durante primavera para cada una de las secciones IMECOCAL se muestran en la figura 9, en donde los flujos hacia el polo se presentan en tonos de gris. Los cálculos indican que en esta estación del año la CCC en la región sur está alejada de la costa al sur de la línea 123 (Punta Eugenia). Sobre las líneas 113 y 123, esto es, en la porción central de BC, la CCC existe entre 100 y 700 m de profundidad asociada al talud continental. Al norte de la línea 113, los flujos subsuperficiales hacia el polo desaparecen o se debilitan sustancialmente para reaparecer de nuevo en la línea 100 frente a Ensenada como parte de estructuras superficiales ciclónicas-anticiclónicas probablemente asociadas con el Frente Ensenada y el giro del sur de California. Gay y Chereskin (2009) reportaron la CCC como una corriente profunda (400–600 m), débil ($2\text{--}4\text{ cm s}^{-1}$) y alejada de la costa en el sur de California (línea 90). Este comportamiento de ausencia-presencia sugiere que durante primavera la contracorriente subsuperficial serpentea alejándose y acercándose al talud continental, lo cual podría ser la razón principal de por qué no es detectable por el esquema de muestreo en algunos transectos. Esto podría también ser aplicable para otras estaciones del año.

La estructura bi-ciclónica evidente en los datos de la figura 8 que también se observa en los mapas derivados usando 1000 dbar como nivel de referencia (no mostrados) sugiere que mucha de la variabilidad que se observa en el ecosistema pelágico ocurre debido a la diferencia entre las porciones norte y sur de la región IMECOCAL. Un patrón bi-ciclónico es un posible mecanismo por el cual aguas oceánicas ($\sim 200\text{--}500\text{ km}$) son transportadas hacia la costa y eventualmente hacia latitudes altas. Este patrón puede también desempeñar un papel importante en el intercambio meridional de propiedades termohalinas y de material biológico en función de las variantes particulares del patrón medio en un año determinado. La circulación subsuperficial ciclónica está bien documentada en la región norte (Lynn y Simpson 1987), y aunque no está del todo documentada para la región sur, existen evidencias que apoyan la idea de la intensificación de corrientes subsuperficiales (CCC) y un posible patrón de circulación ciclónica. Zaytsev *et al.* (2007) mostraron patrones de circulación geostrófica superficial para 2006 (0–500 dbar), obtenidos con una combinación de simulación numérica y datos de anomalías del nivel del mar. Estos patrones muestran una alternancia entre flujos costeros hacia el ecuador durante invierno y primavera, y un cambio de dirección hacia el polo durante verano y otoño. Es factible que el patrón de circulación subsuperficial hipotético que se deduce de los contornos de altura dinámica (fig. 8), el

cual muestra una intensificación durante el otoño cerca de la costa, sea reforzado por los flujos en superficie. Esto motiva sin duda una investigación más profunda acerca de los mecanismos generadores, y del papel que la circulación subsuperficial juega en la definición de las provincias norte y sur.

La separación norte-sur mostrada tanto en patrones de circulación subsuperficial como en diagramas T-S (fig. 3), no es evidente en mapas (dinámicos) estacionales de circulación en la capa superficial (fig. 7). Sin embargo, dicha separación se manifiesta en otro tipo de procesos o indicadores biológicos. Por ejemplo, Durazo y Baumgartner (2002) demostraron que El Niño 1997–1998 tuvo una influencia desigual entre ambas regiones. Durante la fase madura de ese evento, las aguas de origen tropical y subtropical en la superficie ocuparon por completo la región sur; en contraste, la región norte sólo mostró dicha influencia como un flujo costero hacia el polo que desplazó el núcleo de la CC mar adentro. Un efecto similar pudo observarse durante un evento El Niño de corta duración en el invierno de 2007 (Goericke *et al.* 2007). Debajo de la superficie, Durazo y Baumgartner (2002) y Durazo (2009) han reportado una distinción geográfica similar durante El Niño 1997–1998 y para el período de influencia de agua subártica entre 2002 y 2006. Algunos indicadores biológicos como la anchoveta norteña, la sardina y la merluza del Pacífico muestran una separación poblacional entre las dos regiones que sugiere la existencia de dos provincias (Hewitt 1981). Adicionalmente se ha reportado una diferenciación en la asociación faunal y la variabilidad oceánica (Lavaniegos *et al.* 2002, Lavaniegos 2009). Es posible por tanto que la circulación bi-ciclónica proporcione un mecanismo físico por el cual organismos en estado larval se mantienen en la región y pueden ser reclutados a la población adulta.

En escalas de tiempo desde estacionales hasta decadales la variabilidad observada en la contracorriente subsuperficial juega un papel importante para entender los procesos de variabilidad biogeoquímica en el SCC. La captura de CO₂ atmosférico por el océano puede tener un impacto importante en la química y la biología, ya que su efecto primordial es reducir el pH. Se ha reportado que la región norte de IMECOCAL puede funcionar como fuente (verano-otoño) o sumidero (invierno-primavera) de CO₂ atmosférico (Hernández-Ayón *et al.* este volumen). Debido a que las aguas de la CCC tienen un pH reducido y pueden alcanzar la superficie durante la época de surgencias (fig. 6), los cambios en el transporte de la CCC (i.e., cambios en el tamaño e intensidad de los giros ciclónicos al norte y sur) juegan indudablemente un rol muy importante en el control del pH de la zona eufótica, un parámetro que puede alterar los balances biogeoquímicos de varios organismos

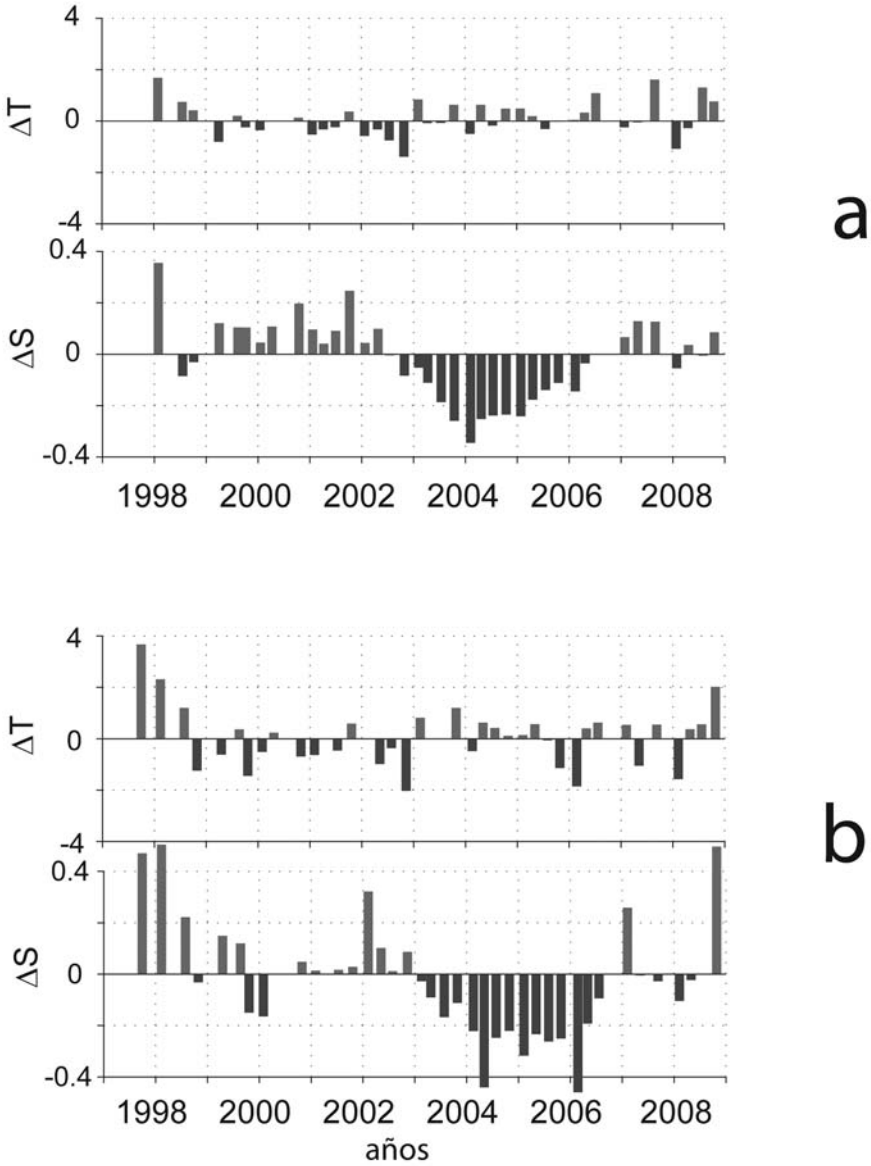
planctónicos (Feely *et al.* 2008). Por tanto, el estudio de la variabilidad en la circulación oceánica profunda (CCC) ayudará a entender mejor los procesos de interacción físico-biológicos en la región IMECOCAL, y ayudará a explicar las diferentes respuestas de los diversos ecosistemas dentro del dominio del SCC, desde Oregón hasta el sur de la Península de Baja California.

Variabilidad climática

En la última década han ocurrido una serie de cambios en las condiciones físicas dentro del SCC. Se han reportado eventos como El Niño 1997–1998 y La Niña entre 1998 y 2002 (Durazo *et al.* 2001, Durazo y Baumgartner 2002, Venrick *et al.* 2003, Durazo 2009), así como el aporte de aguas menos salinas entre 2002 y 2006 (Bograd y Lynn 2003, Venrick *et al.* 2003, Durazo *et al.* 2005, Gómez-Valdés y Jerónimo 2009). En años recientes se han observado eventos El Niño y La Niña de corta duración (Goericke *et al.* 2007). Gran parte de la descripción de la variabilidad interanual asociada a estos eventos ha sido analizada para aguas del norte del SCC, entre California y Oregón. Las observaciones de poco más de diez años realizadas por IMECOCAL pueden por tanto servir para estudiar la forma en que los cambios registrados se han manifestado en el sistema oceánico frente a Baja California. Uno de los primeros pasos para ello es obtener una climatología robusta como lo que se presenta en este trabajo, la cual permitirá calcular desviaciones del promedio y el análisis de la variabilidad espacio-temporal.

Las medias climatológicas estacionales de temperatura y salinidad mostradas anteriormente se utilizaron para obtener las anomalías de estas variables para cada uno de los cruceros IMECOCAL. La figura 10 muestra los promedios regionales de anomalías de temperatura y salinidad a 10 m de profundidad para todas las estaciones muestreadas en dos transectos de la región norte (líneas 103 y 107) y dos de la región sur (líneas 127 y 130). La magnitud de las anomalías durante el período 1997–2008, especialmente en salinidad pues sus variaciones temporales tienen un carácter no estacional, permite identificar cuatro etapas de variabilidad climática: (1) El Niño 1997–1998, caracterizado por aguas más salinas y cálidas entre 1997 y 1998; (2) La Niña entre 1998 y finales del 2002 con $\Delta S \sim 0.1\text{--}0.2$; (3) una etapa de relativa baja salinidad entre 2002 y 2006; y (4) condiciones El Niño de 2006–2007, y La Niña de 2007–2008. En concordancia con la diferenciación regional notada anteriormente, tanto la magnitud de las anomalías como el tiempo de ocurrencia muestran diferencias importantes entre las porciones norte y sur del

Figura. 10. Variación temporal de las anomalías de temperatura (ΔT , °C) y salinidad (ΔS) a 10 m de profundidad. Cada barra representa el promedio de anomalías de las estaciones muestreadas en un crucero en: (a) región norte, líneas 103 y 107; y (b) región sur, líneas 127 y 130.



área de estudio. Es por tanto factible que las diferencias en la dinámica descrita al norte y sur de Punta Eugenia (28°N), respectivamente, modulen de manera importante la respuesta del océano ante cambios de escala interanual. Es probable que los mayores efectos de señales cálidas y salinas provenientes del sur, tal como ocurrió durante El Niño 1997–1998, se manifiesten en un ambiente dominado por la influencia subártica, mientras que señales provenientes del norte tales como el evento de salinidad reducida entre 2002 y 2006, muestren sus mayores efectos en el ambiente tropical y subtropical de la región sur (fig. 10b).

Con un estudio de los forzamientos atmosféricos en diferentes escalas temporales, Durazo (2009) analizó cuatro eventos de variabilidad interanual del período 1997–2007. Sus resultados muestran que durante los eventos canónicos de El Niño (1997–1998 y 2008), la advección de aguas de origen tropical y subtropical es la fuente principal de incremento de salinidad en la capa superficial. Adicionalmente mostró que en el período de baja salinidad entre 2002 y 2006 la advección anómala de aguas de la Corriente del Pacífico Norte a los 58°N y el bombeo de Ekman vertical debido a la intensificación del rotor del esfuerzo del viento, fueron las causas primordiales de la existencia de aguas menos salinas en la región del SCC. Este autor concluyó que el efecto de forzantes locales (i.e. la intensificación del viento a lo largo de la costa que produjo surgencias costeras más intensas que la media) fue una de las causas por las que el evento El Niño a inicios de 2007 fue de corta duración, que son las mismas condiciones que favorecieron el desarrollo de La Niña a finales de 2007 y hasta 2008.

La propagación de señales de escala interanual y su respuesta diferencial entre las dos provincias tiene sin duda consecuencias biológicas de importancia, desde un desplazamiento de los hábitat de especies de zooplancton en respuesta a los cambios en las masas de agua presentes (Lavaniegos y Ohman 2003, Keister *et al.* 2005, Lavaniegos *et al.* este volumen), hasta el desplazamiento y reemplazo de especies de interés comercial tales como la sardina de California (*Sardinops sagax*). Por ello, los resultados aquí mostrados respecto al análisis climatológico estacional de la circulación y de variables hidrográficas, así como el estudio de su variabilidad temporal, permiten mejorar el conocimiento de los patrones y procesos que causan cambios en el ecosistema del Pacífico nororiental, y permiten incrementar la capacidad para predecir la respuesta ante futuros cambios climáticos de escala global.

CONCLUSIONES

Diez años de datos de 1997–2007, obtenidos con una mayor resolución espacial, permitieron una mejor descripción de los principales mecanismos físicos que afectan la estructura termohalina y los patrones de corrientes frente a la Península de Baja California. Los resultados aquí presentados han corroborado algunos de los aspectos descritos por estudios anteriores (ver Lynn y Simpson 1987) y han puesto en perspectiva nuevos conceptos que definen futuras líneas de investigación. En este trabajo se ha mostrado que:

- 1 La variabilidad termohalina y el patrón de corrientes responden principalmente a forzamientos de escala estacional. En particular se mostró que las surgencias costeras juegan un papel importante en la dinámica costera. En la región norte se demostró que las surgencias persisten todo el año, mientras que en la región sur las surgencias fueron evidentes sólo en primavera y verano.
- 2 Los cálculos geostróficos (200/500 dbar) mostraron la existencia de la Contracorriente de California (CCC) localizada sobre el talud continental en todas las estaciones del año excepto en primavera. Cuando se usó un nivel de referencia de 1000 dbar se observó que la CCC serpentea a lo largo del talud continental con un cambio meridional en profundidad.
- 3 El patrón subsuperficial (200/500 dbar) de la circulación media mostró dos giros ciclónicos separados frente a Punta Eugenia, la mayor prominencia costera en el SCC. La importancia de estas estructuras de circulación es que interrumpen la interconexión hidrodinámica entre las regiones norte y sur del área de estudio, interrupción que puede tener consecuencias notables en el transporte meridional de propiedades químicas y biológicas.
- 4 Se identificaron dos provincias al norte y al sur de Punta Eugenia, y se propone que la circulación profunda (200/500 dbar) es el mecanismo físico que permite su distinción. La provincia norte se caracterizó como de dominio subártico debido a la dominancia de agua de ese origen durante todo el año, mientras que la provincia sur mostró alternancia entre el dominio subártico durante invierno y primavera, y tropical-subtropical durante verano y otoño.

AGRADECIMIENTOS

Los comentarios y sugerencias de tres revisores anónimos fueron de gran ayuda para mejorar el contenido y muchas de las ideas vertidas en el presente manuscrito. Se agradece a la tripulación del B/O Francisco de Ulloa por el tiempo y esfuerzo dedicados durante cada uno de los cruceros realizados para este trabajo. En especial se agradece a estudiantes, técnicos e investigadores de las diferentes instituciones participantes pues su labor ha sido crucial para el desarrollo exitoso del programa IMECOCAL. R Durazo agradece el permiso sabático por parte de UABC, así como la beca sabática de CONACyT. AM Ramírez y LA Soto-Mardones agradecen la beca del proyecto CONACyT (U40822-F) para sus estudios de posgrado. IMECOCAL ha sido financiado principalmente por los proyectos CONACyT G0041T, G35326T, O17PÑ-1297, CO2-42569, 47044, 48367 y 23947, SEMARNAT-CONACYT 23804 y UC-MEXUS CN07-125. Igualmente, se ha obtenido financiamiento de los programas UABC 323 y 341.

REFERENCIAS

- Bograd SJ, Lynn RJ. 2003. Long-term variability in the Southern California Current System. *Deep-Sea Res. II* 50: 2355–2370.
- Castro R, Martínez A. 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 129–147.
- Chelton DB. 1984. Seasonal variability of alongshore geostrophic velocity off central California. *J. Geophys. Res.* 89: 3473–3486.
- Chereskin TK, Trunel M. 1996. Correlation scales, objective mapping, and absolute geostrophic flow in the California Current. *J. Geophys. Res.* 101: 22,619–22,629.
- Di Lorenzo E. 2003. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current system. *Deep-Sea Res. II* 50: 2371–2388.
- Durazo R. 2009. Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997–2008. *Progr. Oceanogr.* 83: 361–368.
- Durazo R, Baumgartner TR, Bograd SJ, Collins CA, de la Campa S, García J, Gaxiola-Castro G, Huyer A, Hyrenbach D, Loya D, Lynn RJ, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler P. 2001. The state of the California Current 2000–2001: A third straight La Niña year. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 42: 29–60.

- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G, Lavaniegos B, Castro-Valdez R, Gomez-Valdés J, Mascarenhas Jr. AS. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002–2003: A weak El Niño and Subarctic water enhancement. *Cienc. Mar.* 31: 537–552.
- Feely RA, Sabine CL, Hernandez-Ayon JM, Ianson D, Hales B. 2008. Evidence for upwelling of corrosive “acidified” water onto the continental shelf. *Science* 320: 1490–1492.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De La Cruz Orozco ME, Millan-Núñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Gay PS, Chereskin TK. 2009. Mean structure and seasonal variability of the poleward undercurrent off southern California. *J. Geophys. Res.* 114: C02007.
- Goericke R, Venrick E, Koslow T, Sydeman WJ, Schwing FB, Bograd SJ, Peterson WT, Emmett R, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdes J, Hyrenbach KD, Bradley RW, Weise MJ, Harvey JT, Collins C, Lo NCH. 2007. The state of the California Current, 2006–2007: Regional and local processes dominate. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 33–66.
- Gómez-Valdés J, Jerónimo G. 2009. Upper mixed layer temperature and salinity variability in the tropical boundary of the California Current, 1997–2007. *J. Geophys. Res.* 114: C03012.
- Hernández-Ayón JM, Gaxiola-Castro G, Chavez F, Takahashi T, Feely D, Sabine CL, Hales B, Lara-Lara R. 2010. Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO₂ océano-atmósfera. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 197–208.
- Hewitt R. 1981. Eddies and speciation in the California Current. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 22: 96–98.
- Hickey BM. 1979. The California Current system – hypotheses and facts. *Progr. Oceanogr.* 8: 191–279.
- Hickey BM. 1998. Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. En: Robinson AR, Brink KH (Eds.), *Coastal Segment, The Sea*, Vol 11. Wiley, New York. Pp. 345–391.
- Jerónimo G, Gómez-Valdés J. 2007. A subsurface warm-eddy off northern Baja California in July 2004. *Geophys. Res. Lett.* 34: L06610.

- JPOTS Editorial Panel 1991. Processing of oceanographic station data. JPOTS editorial panel, Paris: UNESCO, 138 pp.
- Keister JE, Johnson TB, Morgan CA, Peterson WT. 2005. Biological indicators of the timing and direction of warm-water advection during the 1997/1998 El Niño off the central Oregon coast, USA. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 295: 43–48.
- Lavaniegos BE. 2009. Influence of a multiyear event of low salinity on the zooplankton from Mexican eco-regions of the California Current. *Progr. Oceanogr.* 83: 369–375.
- Lavaniegos BE, Jimenez-Perez LC, Gaxiola-Castro G. 2002. Plankton response to El Niño 1997–1998 and La Niña 1999 in the southern region of the California Current. *Progr. Oceanogr.* 54: 33–58.
- Lavaniegos BE, Ohman MD. 2003. Long-term changes in pelagic tunicates of the California Current. *Deep-Sea Res.* 50: 2473–2498.
- Lavaniegos BE, Ambriz-Arreola I, Hereu CM, Jimenez-Perez LC, Cadena-Ramírez JL, García-García P. 2010. Variabilidad estacional e interanual del zooplancton. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 87–126.
- Lynn RJ. 1967. Seasonal variation of temperature and salinity at 10 m in the California Current. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 11: 157–186.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current system: the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.
- Mantua NJ, Hare SR. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.* 58: 35–44.
- Marchesiello P, McWilliams JC, Shchepetkin A. 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.* 33: 753–783.
- Oey LY. 1999. A forcing mechanism for the poleward flow off the southern California coast. *J. Geophys. Res.* 104: 13,529–13,539.
- Pérez-Brunius P, López M, Parés-Sierra A, Pineda J. 2007. Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 204–214.
- Ramírez-Manguilar AM. 2005. Variabilidad estacional e interanual en el Sistema de la Corriente de California frente a la costa de Baja California, México. Universidad Autónoma de Baja California, Tesis de Maestría, 107 pp.
- Roden GI. 1971. Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76: 3462–3475.
- Soto-Mardones L, Parés-Sierra A, García J, Durazo R, Hormazabal S. 2004. Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep-Sea Res. II* 51: 785–798.

- Talley LD. 1993. Distribution and formation of the North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.* 23: 517–537.
- Tsuchiya M. 1981. The origin of the Pacific Equatorial 13 °C water. *J. Phys. Oceanogr.* 11: 794–812.
- Venrick E, Bograd S, Checkley D, Cummings S, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hunter J, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegas BE, Mantyla A, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 2003. The state of the California Current, 2002–2003: Tropical and Sub-arctic influences vie for dominance. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 44: 28–60.
- Zaytsev O, Sánchez-Montante O, Robinson CJ. 2007. Características del ambiente hidrofísico de la plataforma continental y zona oceánica adyacente al sistema lagunar Bahía Magdalena-Almejas. En: Funes-Rodríguez R, Gómez-Gutiérrez J, Palomares-García R (eds.), *Estudios ecológicos en Bahía Magdalena*. CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, México. Pp. 29–43.