

*Dinámica del ecosistema pelágico frente
a Baja California 1997-2007*

G. Gaxiola-Castro y R. Durazo

Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997-2007

G. Gaxiola-Castro y R. Durazo (editores)



**DINÁMICA DEL ECOSISTEMA PELÁGICO
FRENTE A BAJA CALIFORNIA,
1997-2007**

Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997–2007

DIEZ AÑOS DE INVESTIGACIONES MEXICANAS
DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA

G. Gaxiola-Castro y R. Durazo (editores)

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT)

Instituto Nacional de Ecología (INE)

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)

Universidad Autónoma de Baja California (UABC)

Primera edición: 2010

D.R. © Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales
Blvd. Adolfo Ruiz Cortines 4209. Col. Jardines de la Montaña
C.P. 14210. Delegación Tlalpan, México, D.F.
www.semarnat.gob.mx

Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT)
Periférico Sur 5000. Col. Insurgentes Cuicuilco
C.P. 04530. Delegación Coyoacán, México, D.F.
www.ine.gob.mx

Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE)
Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas.
Ensenada 22860, Baja California.
www.cicese.mx

Universidad Autónoma de Baja California (UABC)
Ave. Álvaro Obregón y Julián Carrillo S/N, Col. Nueva
C.P. 21100, Mexicali, Baja California.
www.uabc.mx

COORDINADOR EDITORIAL Y FORMACIÓN: Raúl Marcó del Pont Lalli
CORRECCIÓN DE ESTILO: Manuel Gardea Ojeda
DISEÑO DE LA PORTADA: Álvaro Figueroa
FOTO DE PORTADA: Claudio Contreras Koob
EDICIÓN PARA INTERNET: Susana Escobar Maravillas

ISBN: 978-607-7908-30-2
Impreso y hecho en México

Índice

PRÓLOGO <i>F Graef Ziehl</i>	11
INTRODUCCIÓN <i>R Durazo, G Gaxiola-Castro</i>	13
 Primera parte. Patrones y procesos a escalas estacional e interanual	
CLIMATOLOGÍA DE VARIABLES HIDROGRÁFICAS <i>R Durazo, AM Ramírez-Manguilar, LE Miranda, LA Soto-Mardones</i>	25
BIOMASA Y PRODUCCIÓN DEL FITOPLANCTON <i>G Gaxiola-Castro, J Cepeda-Morales, S Nájera-Martínez, TL Espinosa-Carreón, ME De la Cruz-Orozco, R Sosa-Avalos, E Aguirre-Hernández, JP Cantú-Ontiveros</i>	59
VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DEL ZOOPLANCTON <i>BE Lavaniegos, I Ambriz-Arreola, CM Hereu, LC Jiménez-Pérez, JL Cadena-Ramírez, P García-García</i>	87

Segunda parte. Aspectos físicos

VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DEL CAMPO DE VIENTO 129
R Castro, A Martínez

VARIABILIDAD ANUAL E INTERANUAL EN EL TRANSPORTE DE VOLUMEN, CALOR Y SAL 149
AM Ramírez-Manguilar, R Durazo, E Beier, R Castro

Tercera parte. Aspectos químicos

FLUJOS DE CO₂ OCÉANO-ATMÓSFERA 165
ME De La Cruz-Orozco, JE Valdéz-Holguín, G Gaxiola-Castro, M Mariano-Matías, TL Espinosa-Carreón

VARIACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DEL PH 181
MC Juárez-Colunga, JM Hernández-Ayón, R Durazo, R Lara-Lara, G Gaxiola-Castro, A Siqueiros-Valencia, O Salmerón-García

VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DEL FLUJO DE CO₂ OCÉANO-ATMÓSFERA 197
JM Hernández-Ayón, G Gaxiola-Castro, F Chavez, T Takahashi, D Feely, CL Sabine, B Hales, R Lara-Lara

NUTRIENTES: EFECTOS DE PROCESOS LOCALES Y DE GRAN ESCALA 209
G Gaxiola-Castro, ME De la Cruz-Orozco, S Nájera-Martínez, MD Martínez-Gaxiola, A Rodríguez-Gamboa

ÓPALO BIOGÉNICO SEDIMENTARIO: ETAPAS ISOTÓPICAS MARINAS 1–5 227
JD Carriquiry, A Sánchez

Cuarta parte. Aspectos biológicos

VARIABILIDAD INTERANUAL DEL NANO-MICROFITOPLANCTON: INVIERNOS 2001–2007 241
E Millán-Núñez

DISTRIBUCIÓN DE PIGMENTOS FOTOSINTÉTICOS Y GRUPOS DE FITOPLANCTON DURANTE OCTUBRE DE 2003	263
<i>A Almazán-Becerril, E García-Mendoza, D Rivas</i>	
FITOPLANCTON SILÍCEO EN CUENCA SAN LÁZARO DURANTE LAS CONDICIONES LA NIÑA 1996 Y EL NIÑO 1997-1998	277
<i>A Martínez-López, N Silverberg, G Gaxiola-Castro, G Verdugo-Díaz, S Nájera-Martínez</i>	
ABSORCIÓN DE LUZ Y ESTRUCTURA DE TAMAÑO DEL FITOPLANCTON	291
<i>A Gonzalez-Silvera, R Millán-Núñez, E Santamaría-del-Angel, O Barocio-León, CC Trees</i>	
FITOGEOGRAFÍA A PARTIR DE LAS CURVAS ESPECTRALES DEL COEFICIENTE DE ABSORCIÓN DE LUZ	305
<i>ED Sánchez-Pérez, E Millán-Núñez</i>	
PARÁMETROS FOTOSINTÉTICOS Y PRODUCCIÓN PRIMARIA ESTIMADA A PARTIR DE SENSORES REMOTOS DURANTE 1999	319
<i>R Sosa-Ávalos, G Gaxiola-Castro, BG Mitchell, J Cepeda-Morales</i>	
COEFICIENTE ESPECÍFICO DE ABSORCIÓN DE LUZ POR FITOPLANCTON	333
<i>R Sosa-Ávalos, G Gaxiola-Castro, BG Mitchell, J Cepeda-Morales</i>	
PRODUCTIVIDAD PRIMARIA MODELADA, 1998–2006	349
<i>J Cepeda-Morales, G Gaxiola-Castro, R Durazo, M De La Cruz-Orozco</i>	
LARVAS FILOSOMA DE LANGOSTA ROJA (<i>PANULIRUS INTERRUPTUS</i>) DURANTE EL AÑO 2000	365
<i>G Ortuño-Manzanarez</i>	
FASE LARVAL DE LA LANGOSTA ROJA DURANTE 1997–1999	381
<i>ME Hernández-Rivas, MC Peñaloza-Mayorazgo, R González-Armas</i>	
CARACTERIZACIÓN DE LA COMUNIDAD DE LARVAS DE PECES, 1997–2000	397
<i>SPA Jiménez-Rosenberg, R Saldierna-Martínez, G Aceves-Medina, A Hinojosa-Medina, R Funes-Rodríguez, ME Hernández-Rivas, R Avendaño-Ibarra</i>	

COMPOSICIÓN ESTACIONAL DE LARVAS DE PECES FRENTE A BAJA CALIFORNIA SUR (PRIMAVERA Y OTOÑO DE 2003) <i>R Avendaño-Ibarra, R De Silva-Dávila, FE Ordóñez-Guillén, G Vázquez-López</i>	413
ABUNDANCIA Y DIVERSIDAD DE LARVAS DE PECES DURANTE EL NIÑO Y LA NIÑA 1997–2000 <i>R Funes-Rodríguez, A Zárate-Villafranco, A Hinojosa-Medina, SPA Jiménez-Rosenberg</i>	433
COMPOSICIÓN DE ESPECIES Y PATRONES DE DISTRIBUCIÓN DE PARALARVAS DE CALAMAR, 1996–1999 <i>J Granados-Amores, R De Silva-Dávila, S Camarillo-Coop, FG Hochberg, R Durazo, R Avendaño-Ibarra, ME Hernández-Rivas</i>	453
EL CALAMAR GIGANTE <i>DOSIDICUS GIGAS</i> (D'ORBIGNY 1835) <i>CA Salinas-Zavala, G Bazzino-Ferreri, S Camarillo-Coop, R Rosas-Luis, A Mejía-Rebollo, JE Ramos-Castillejos</i>	469
ÍNDICE ANALÍTICO	487

Prólogo

Los procesos oceanográficos de gran escala temporal (meses a años) y espacial (>100 km en la horizontal) solamente pueden ser estudiados adecuadamente por medio de programas observacionales de largo plazo que contemplen la física, química y biología del océano. En México, a partir de 1997, el Programa Oceanográfico IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California; <http://imecocal.cicese.mx/>) ha realizado un monitoreo aproximadamente cuatrimestral frente a la costa occidental de la Península de Baja California, para estudiar los patrones y procesos relacionados con la variabilidad climática del océano, así como sus efectos en el ecosistema pelágico de la región.

Durante los últimos diez años (1997-2007) el monitoreo realizado por IMECOCAL ha proveído las observaciones necesarias para evaluar los acoplamientos entre los cambios regionales de los procesos físicos y biológicos del océano, y su relación con el forzamiento climático en escalas estacionales e interanuales. Esto ha permitido proponer explicaciones acerca de los procesos físicos dominantes, y en consecuencia poder explorar los mecanismos que alteran la distribución y abundancia de los organismos pelágicos, así como deducir algunas conclusiones preliminares acerca de las complejas interacciones que ocurren entre los diferentes niveles tróficos.

La información oceanográfica obtenida por el programa IMECOCAL revela que los cambios actuales del clima del océano afectan la estructura del ecosistema pelágico, mostrando una diferencia substancial en la composición del plancton con

respecto a los organismos presentes en la región de la Corriente de California frente a California, EUA.

Esta obra ofrece una sinopsis de la información que ha sido obtenida por el programa IMECOCAL en los últimos diez años de investigación oceanográfica frente a Baja California. La productividad actual del programa comprende 45 publicaciones científicas en revistas con arbitraje y capítulos de libros, 33 tesis de grado (10 de licenciatura, 16 de maestría y 7 de doctorado en ciencias), 52 informes técnicos y cerca de 80 presentaciones en congresos nacionales e internacionales. Además de investigadores de los Departamentos de Oceanografía Física y Oceanografía Biológica del CICESE, en este programa colaboran científicos de varias instituciones mexicanas, como la UABC, el CICIMAR-IPN, el CIBNOR, INAPESCA, CIIDIR-IPN y el DICTUS-UNISON, y de instituciones de Estados Unidos, como SCRIPPS y el Monterrey Bay Aquarium Research Institute.

El programa IMECOCAL ha sido financiado principalmente por el CICESE (B/O Francisco de Ulloa) y por proyectos derivados de los diferentes fondos CONACYT de los investigadores involucrados.

Por su carácter de texto de avanzada y por la alta calidad de la información que presenta, esperamos que esta obra “Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California” sea un apoyo a la divulgación, la docencia y la investigación de la oceanografía en nuestro país.

Federico Graef Ziehl
Director General
CICESE

Introducción

Los ecosistemas de frontera oriental representan una fracción muy pequeña de la superficie total de los océanos, pero son las regiones más productivas del mundo que sustentan un gran porcentaje de las pesquerías mundiales. Su alta productividad se debe a que en ellas ocurren tanto transporte hacia el ecuador de aguas templadas como vientos favorables a surgencias costeras que en conjunto producen un transporte de aguas superficiales mar adentro y originan el afloramiento de aguas relativamente frías y ricas en nutrientes hacia la superficie. La importancia de los sistemas de frontera oriental reside además en que éstos exportan mar adentro aguas recién emergidas, lo que los identifica como regiones prioritarias en el estudio de los balances globales de propiedades tales como los contenidos de carbono y nitrógeno.

El medio ambiente pelágico en el Océano Pacífico frente a la Península de Baja California forma parte del Sistema de la Corriente de California, un ecosistema de frontera oriental donde los florecimientos del fitoplancton soportan una red trófica abundante. Los afloramientos costeros exhiben señales estacionales que están moduladas por la intensidad y dirección del viento, aunque la topografía local y las características propias del ambiente costero pueden llegar a jugar un papel importante en su variabilidad. Frente a Baja California el ciclo estacional en las surgencias causa una señal anual muy marcada en la biomasa de fitoplancton, la cual tiene impactos significativos en las poblaciones de invertebrados y peces que viven en estas latitudes. Además, se ha observado que la variabilidad interanual del ciclo

estacional de las surgencias tiene un fuerte impacto en los niveles de diversidad y abundancia de muchas especies del ecosistema pelágico.

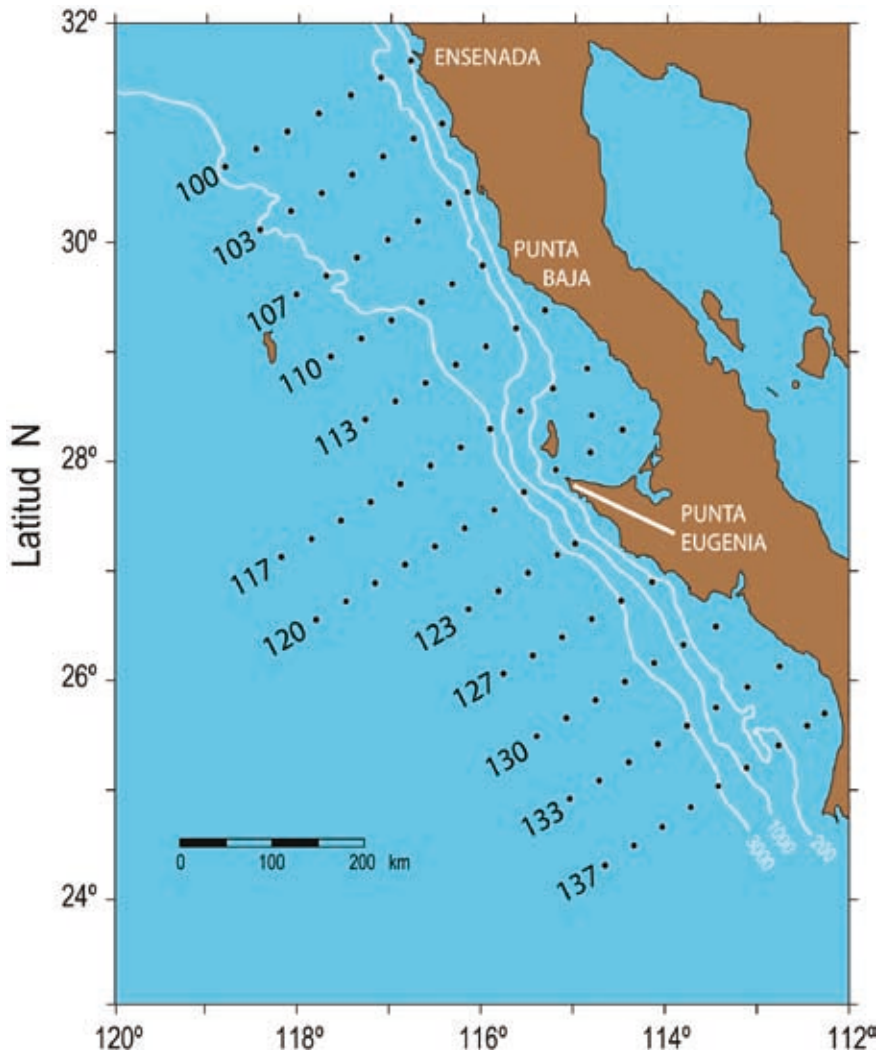
La importancia económica y ecológica de los sistemas de corrientes orientales, tales como el Sistema de la Corriente de California, ha motivado su monitoreo de largo plazo. Frente a Baja California, las observaciones sistemáticas del ecosistema pelágico dieron inicio en 1949 bajo los auspicios del programa *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations* (CalCOFI), pero estas observaciones se vieron suspendidas en la década de los ochenta. A partir de 1997, el programa de *Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California* (IMECOCAL) retoma el monitoreo estacional del ecosistema pelágico en una red de estaciones que forman un subconjunto de la malla de estaciones del programa CalCOFI, incluyendo 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) (fig. 1).

La rutina de muestreo en cada campaña oceanográfica incluye hidrocalas con una sonda que mide la temperatura, salinidad y profundidad (CTD) hasta 1000 m, si la profundidad del fondo lo permite; arrastres oblicuos con red bongo desde los 200 m hasta la superficie; muestreo de agua a diversas profundidades para determinaciones de fitoplancton y oxígeno disuelto, concentración de nutrientes y clorofila-*a*; y mediciones continuas de variables físico-químicas de la superficie del mar, parámetros meteorológicos, y de corrientes con corrientímetro acústico (ADCP). Los datos colectados a lo largo de los primeros diez años del programa han permitido que un gran número de estudiantes e investigadores hayan abordado muchas de las preguntas relacionadas con este ecosistema, desde la descripción de su variabilidad estacional y el acoplamiento físico biológico, hasta el conocimiento de la respuesta del ecosistema ante eventos de cambio climático de escala global. Las investigaciones han generado también nuevas e interesantes preguntas.

Este volumen condensa las principales contribuciones al conocimiento de la *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California*, derivado del análisis de los primeros diez años de datos obtenidos por el programa IMECOCAL. El libro está dividido en cuatro secciones: en la primera se describen los patrones y procesos que ocurren en el ecosistema a escalas estacional e interanual, mientras que de la segunda a la cuarta sección se describen de manera específica algunos de sus aspectos físicos, químicos y biológicos.

En la primera parte, Durazo y colaboradores ofrecen una descripción de los promedios climatológicos estacionales de temperatura y salinidad, así como de las corrientes geostróficas asociadas, y sugieren esquemas de circulación media

Figura 1. Plan de estaciones del Programa IMECOCAL frente a la Península de Baja California. Los puntos representan las posiciones de las estaciones en cada crucero. Los números en cada transecto identifican la línea tal como fue diseñada por el programa CalCOFI. Los contornos indican la profundidad del fondo oceánico a los 200, 1000 y 3000 m. La separación entre estaciones es de 35 km (20 m.n.) y entre transectos de 70 km (40 m.n.).



superficial y subsuperficial, así como una descripción de la variabilidad climática a escala interanual. Bajo el mismo esquema, Gaxiola-Castro y colaboradores presentan la variabilidad estacional de la clorofila-*a* y la producción del fitoplancton, lo que les permite regionalizar el área de estudio en términos de la concentración de clorofila-*a*; adicionalmente, estudian la respuesta del fitoplancton a eventos de escala interanual como El Niño y La Niña. Por su parte, Lavaniegos-Espejo y colaboradores caracterizan la variabilidad estacional e interanual del zooplancton y muestran evidencias de una clara asociación entre la variabilidad estacional de los taxones con la actividad de surgencias en la región norte y con la circulación en la región central; este estudio documenta además los cambios faunísticos asociados con eventos de escala interanual.

En la segunda parte, el trabajo de Castro y Martínez analiza los campos de viento y reporta vientos persistentes con dirección dominante del nor-noroeste durante todo el año, aunque con mayor intensidad en la época de primavera-verano; este estudio discute además la importancia de la variabilidad espacial del rotacional del esfuerzo del viento. El trabajo de Ramírez-Manguilar y colaboradores utiliza datos hidrográficos para el cálculo de transportes de volumen, calor y sal frente a las costas mostrando que la región es un sistema de dominancia subártica con un exceso de la evaporación sobre la precipitación de $\sim 27 \text{ cm año}^{-1}$.

Los aspectos químicos son cubiertos en la tercera parte. De la Cruz-Orozco y colaboradores presentan estimaciones de los flujos de CO_2 entre el océano y la atmósfera durante los cruceros de 2004 y 2005, donde muestran la existencia de gradientes zonales y meridionales de dichos flujos. Juárez-Colunga y colaboradores analizan los valores de pH de las aguas superficiales y encuentran diferencias contrastantes relacionadas con la interacción de las masas de agua presentes. Hernández-Ayón y colaboradores analizan datos obtenidos de barcos de oportunidad y encuentran que, en promedio anual, el océano frente a la península puede ser considerado como fuente de CO_2 . El enfoque desde el punto de vista de los nutrientes lo aporta el trabajo de Gaxiola-Castro y colaboradores, quienes analizan las concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos en términos de la variabilidad interanual y la de mesoescala. Finalmente en esta tercera sección, Carriquiry y Sánchez analizan el contenido de ópalo biogénico como un índice de productividad primaria y estiman la productividad exportada a escala glaciario-interglaciario, al tiempo que discuten la influencia de la intensificación de los vientos a esa misma escala.

La cuarta y última sección del libro contiene una descripción de los aspectos biológicos, con el análisis de colectas de fitoplancton, zooplancton y consumidores

primarios. Respecto al análisis del fitoplancton, Millán-Núñez presenta sus resultados de la cuantificación e identificación taxonómica de siete años (inviernos) de muestras de fitoplancton, y muestra las diferencias notables en la riqueza específica de especies que existe entre eventos interanuales. A nivel más particular, Almazán-Becerril y colaboradores describen la distribución de grupos de fitoplancton con base en el análisis de pigmentos fotosintéticos del crucero de octubre de 2003, y detectan la presencia de cuatro diferentes comunidades. Los flujos de fitoplancton silíceo y los cambios en la comunidad fitoplanctónica de la zona eufótica fueron estudiados por Martínez-López y colaboradores para dos períodos contrastantes de El Niño-La Niña, y muestran que los flujos de diatomeas durante La Niña exceden los que ocurren durante El Niño. Gonzalez-Silvera y colaboradores analizan las variaciones espaciales y temporales del coeficiente de absorción específico de luz por el fitoplancton y la concentración de pigmentos en tres cruceros realizados frente a la península entre 2002 y 2003 mostrando la existencia de dos regiones, una oligotrófica con dominancia de picoplancton y otra mesotrófica con dominancia de microplancton. También se presenta un estudio del coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton realizado por Sánchez-Pérez y Millán-Núñez, quienes analizan la variabilidad espacial del coeficiente con la estructura y abundancia de células de la comunidad fitoplanctónica. Sosa-Ávalos y colaboradores por su parte utilizan datos derivados de sensores remotos y valores estimados de parámetros fotosintéticos de cuatro cruceros oceanográficos para modelar la producción primaria de la zona eufótica y para determinar su relación con la biomasa fitoplanctónica. Los datos de estos mismos cuatro cruceros fueron utilizados en otro trabajo de Sosa-Ávalos y colaboradores para determinar la concentración de clorofila-*a* y el coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton en la zona eufótica mostrando valores máximos durante la primavera. Cepeda-Morales y colaboradores utilizaron medidas de la productividad primaria *in situ* para evaluar la tasa máxima de fijación de carbono, y proponen un modelo regional de productividad primaria que se basa en los datos *in situ* y en las distribuciones de temperatura superficial del mar.

Además de los resultados descritos por Lavaniegos y colaboradores en la primera parte, esta obra presenta resultados de estudios larvales específicos. Ortuño-Manzanares presenta los resultados de la distribución y abundancia de estadios filosomas de langosta roja (*Panulirus interruptus*) en los cuatro cruceros del año 2000, y muestra que la mayor presencia de estadios filosomas ocurre durante otoño, con los estadios tempranos (I-III) particularmente cerca de la costa. Hernández-Rivas y colaboradores utilizan 505 muestras de zooplancton colecta-

das entre 1997 y 1999 para analizar la presencia de estadios filosomas, y determinan que la duración de la fase pelágica de las larvas de la especie es de alrededor de un año. Jiménez-Rosenberg y colaboradores caracterizan la comunidad de larvas de peces con base en recolectas de zooplancton realizadas entre 1997 y 2000, y muestran que la estructura de la comunidad responde a los cambios estacionales del medio ambiente, así como a los cambios a escala interanual. Se presentan también estudios de larvas de peces en la región al sur de la red IMECOCAL realizados por Avendaño-Ibarra y colaboradores, quienes sugieren en ellos que la estructura de la comunidad de ictioplancton exhibe cambios estacionales marcados, aunque con una componente de afinidad tropical. En el mismo contexto, Funes-Rodríguez y colaboradores analizan la abundancia de larvas de peces de la región IMECOCAL para doce cruceros realizados entre 1997 y 2000, y encuentran que la comunidad de larvas de peces es relativamente homogénea con especies de afinidad transicional durante invierno y primavera, y heterogénea en verano y otoño con especies mesopelágicas tropicales. Las paralarvas de calamar son estudiadas en el trabajo de Granados-Amores y colaboradores, quienes analizaron datos de siete cruceros oceanográficos durante dos eventos de escala interanual. Los autores encuentran que durante El Niño 1997-1998 los taxones más abundantes tienen afinidad tropical-subtropical, mientras que durante La Niña 1999-2001 se registró el ingreso y predominancia de taxones de afinidad templada.

Finalmente, Salinas-Zavala y colaboradores presentan los datos de colectas de calamar gigante *Dosidicus gigas* realizados por el programa IMECOCAL y mediante el análisis del contenido estomacal de estos organismos muestran que su dieta está constituida por crustáceos, peces y moluscos, con pocas evidencias de canibalismo. Resultados de marcaje muestran los patrones de migración horizontal y vertical de la especie, indicando preferencia de ambientes de aguas profundas, frías e hipóxicas durante el día, y de aguas superficiales, más cálidas y oxigenadas durante la noche.

R Durazo

G Gaxiola-Castro

AGRADECIMIENTOS

Esta obra no hubiera sido posible sin el esfuerzo continuo y motivante de numerosas personas. Se agradece en especial a oficiales, tripulación y personal de apoyo del *B.O. Francisco de Ulloa*, quienes a lo largo de estos primeros diez años mostraron siempre una enorme disposición de trabajo y colaboración. De igual forma se agradece la colaboración de investigadores, personal técnico y estudiantes que a lo largo de las numerosas y extenuantes jornadas permitieron la colecta de datos de alta calidad; al personal administrativo de la División de Oceanología de CICESE así como al de las diversas instituciones que participan en el programa, se les agradece por facilitar todos los trámites requeridos para lograr los zarpes, atraques, y el análisis de datos. Por último, pero no por ser de menor importancia, se agradece la colaboración entusiasta de los expertos académicos que fungieron como árbitros de los trabajos que aquí se presentan, ya que sus comentarios y sugerencias permitieron que esta obra sea de la más alta calidad académica. El programa IMECOCAL ha sido financiado con fondos de los proyectos SEP-CONACYT G0041T, 017PÑ-1297, G35326T, 42569, 47044, 23947 y 99252, SEMARNAT-CONACYT 23804, SIP-IPN 20060413 y UC-MEXUS CN07-125 y ha recibido financiamiento parcial del tiempo del *B.O. Francisco de Ulloa* por el CICESE. Adicionalmente, se ha contado con recursos complementarios a través de los gastos de operación de las instituciones participantes: CICESE, UABC, CICIMAR-IPN, CIBNOR, INP-SAGARPA, DICTUS-USON, CIIDIR-IPN, IG-UNAM, INE-SEMARNAT.

Comité Científico del Programa IMECOCAL

Timothy R. Baumgartner McBride, CICESE-DOB

Reginaldo Durazo Arvizu, UABC-FCM

Gilberto Gaxiola Castro, CICESE-DOB

José Gómez Valdés, CICESE-DOF

Bertha E. Lavaniegos Espejo, CICESE-DOB

Revisores de las contribuciones a esta obra

Raúl Aguirre Gómez. UNAM-IG, raguirre@igiris.igeograf.unam.mx
José A. Aké Castillo. UV-ICMP, joseake@yahoo.com
Saúl Álvarez Borrego. CICESE-DEM, alvarezb@cicese.mx
Luis Gustavo Álvarez Sánchez, CICESE-DOF, lalvarez@cicese.mx
Emilio J. Beier. CICESE-La Paz, ebeier@cicese.mx
Omar Calvario Martínez. CIAD, ocalvario@ciad.mx
Víctor F. Camacho Ibar. UABC-IIO, vcamacho@uabc.edu.mx
Laura Carrillo Bibriesca. ECOSUR, lcarrillo@ecosur.mx
José Domingo Carriquiry Beltrán. UABC-IIO, jose_carriquiry@uabc.edu.mx
Rubén Castro Valdéz, UABC-FCM, rcastro@uabc.edu.mx
María Teresa Cavazos Pérez. CICESE-DOF, tcavazos@cicese.mx
Rafael Cervantes Duarte. IPN-CICIMAR, rcervan@ipn.mx
Roxana De Silva Ávila. IPN-CICIMAR, rdesilva@ipn.mx
Eugenio Díaz Iglesias. CICESE-DA, ediaz@cicese.mx
Leticia Espinosa Carreón. CIIDIR-IPN, leticiaesp@gmail.com
María Ana Fernández, UNAM-FC, mafa@hp.fcencias.unam.mx
Anatoly Filonov, UdeG, afilonov@ccip.udg.mx
César Fuentes-Yaco. BIO-DOF, Canadá. fuentes-yaco@mar.dfo-mpo.gc.ca
René Funes Rodríguez. IPN-CICIMAR, rfunes@ipn.mx
Jaime Gómez Gutiérrez. IPN-CICIMAR, jgomez@ipn.mx
Eduardo González Rodríguez. CICESE-La Paz, egonzale@cicese.mx
Adriana Gonzalez Silvera. UABC-FCM, adriana.gonzalez@uabc.edu.mx
Oscar González Yajimovich, UABC-FCM, yajimo@uabc.edu.mx
Sergio Guzmán del Prío. IPN-ENCB, sguzman@encb.ipn.mx
Michel E. Hendrickx. UNAM-ICMyL, michel@ola.icmyl.unam.mx
José Martín Hernández Ayón. UABC-IIO, jmartin@uabc.edu.mx
David Uriel Hernández Becerril. UNAM-ICMyL, dhernand@mar.icmyl.unam.mx
Sharon Z. Herzka Llona. CICESE-DOB, sherzka@cicese.mx
José Rubén Lara Lara. CICESE-DOB, rlara@cicese.mx
Lucila Lares Reyes. CICESE-DOB, llares@cicese.mx
Bertha Lavaniegos Espejo. CICESE-DOB, berlav@cicese.mx
Salvador Lluch Cota. CIBNOR, slluch@cibnor.mx
Juana López Martínez. CIBNOR, jlopez04@cibnor.mx
María Luisa Machain Castillo. UNAM -ICMyL, machain@cmarl.unam.mx

Unai Markaida, ECOSUR, umarkaida@ecosur.mx
Antonio Martínez Alcalá. UABC-FCM, amartine@uabc.edu.mx
Víctor M. Martínez Almeida. vick_mack2001@yahoo.com
Aída Martínez López. IPN-CICIMAR, amartin@ipn.mx
Helmut Maske. CICESE-DOB, hmaske@cicese.mx
Eduardo Millán Núñez. CICESE-DEM, emillan@cicese.mx
Roberto Millán Núñez. UABC-FCM, rmillan@uabc.edu.mx
Cira Gabriela Montaña Moctezuma. UABC-IIO, gmontano@uabc.edu.mx
Enrique Morales Bojórquez, CIBNOR, emorales@cibnor.mx
Isabel R. Muñoz García. UAS-FACIMAR, isamuga@hotmail.com
Manuel Nevárez Martínez. INPA-SAGARPA, nevarezm@gys.megared.net.mx
Francisco Javier Ocampo Torres. CICESE-DOF, ocampo@cicese.mx
Aramis Olivos Ortiz. UCOL-FCM, aolivos@ucol.mx
Guillermo Ortuño Manzanares. INPA-SAGARPA, filosoma@yahoo.com
Ricardo Palomares García, IPN-CICIMAR, rpalomar@ipn.mx
Alejandro Parés Sierra, CICESE-DOF, apares@cicese.mx
Paula Pérez Brunius, CICESE-DOF, brunius@cicese.mx
Jorge Adrián Rosales Casián. CICESE-DEM, jrosales@cicese.mx
David Alberto Salas de León. UNAM-ICMyL, salas@icmyl.unam.mx
Ricardo Saldierna Martínez. IPN-CICIMAR, rsaldier@ipn.mx
César Salinas Zavala. CIBNOR, csalinas@cibnor.mx
Laura Sánchez Velasco. IPN-CICIMAR, lvelasc@ipn.mx
Eduardo Santamaría del Ángel. UABC-FCM, santamaria@uabc.edu.mx
Norman Silverberg. IPN-CICIMAR, silverb@ipn.mx
Francisca Staines Urias. GEUS, fsu@geus.dk
Stephen V. Smith. CICESE-DG, svsmith@cicese.mx
Ramón Sosa Ávalos. UCOL-FCM, rsosa@ucol.mx
Oscar Sosa Nishizaki, CICESE-DOB, ososa@cicese.mx
Eduardo Suárez Morales. ECOSUR, esuarez@ecosur.mx
Fabián J. Tapia. FONDAP-COPAS, fabian.tapia@udec.cl
Armando Trasviña Castro, CICESE-DOF, trasvi@cicese.mx
José Eduardo Valdéz Olgúin, UNISON-DICTUS, jvaldez@guayacan.uson.mx
José A. Vélez, Tenera Environmental Inc., jvelez@tenera.com
Gerardo Verdugo Díaz, IPN-CICIMAR, gverdugo@ipn.mx
Oleg Zaytsev, IPN-CICIMAR, ozaytsev@ipn.mx

PRIMERA PARTE

Patrones y procesos a escalas estacional e interanual

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, ^cmiranda@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

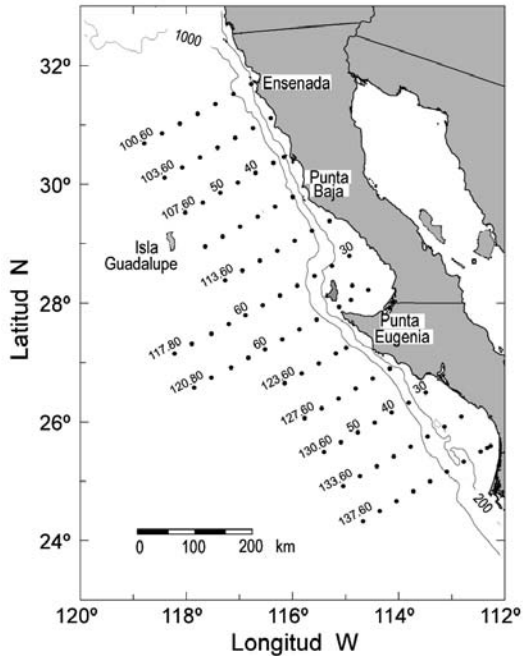
la CC, cuyo flujo es más intenso en primavera, se encuentra alejado de la costa (~200–500 km) frente a California, y se caracteriza por un mínimo de salinidad superficial. Frente a Ensenada (~31.5 °N), la CC vira hacia el este (Chereshkin y Trunnell 1996) y se convierte en un flujo mayormente subsuperficial (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

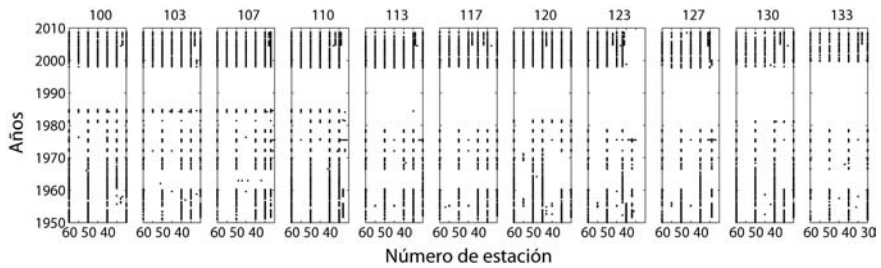
Figura 1. Mapa de estaciones del programa IMECOCAL. Los puntos representan las estaciones hidrográficas ocupadas trimestralmente por el programa. Las etiquetas sobre las estaciones indican el número de línea y de estación. Se incluyen los contornos de profundidad de 200 y 1000 m. Las estaciones 65 a 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.

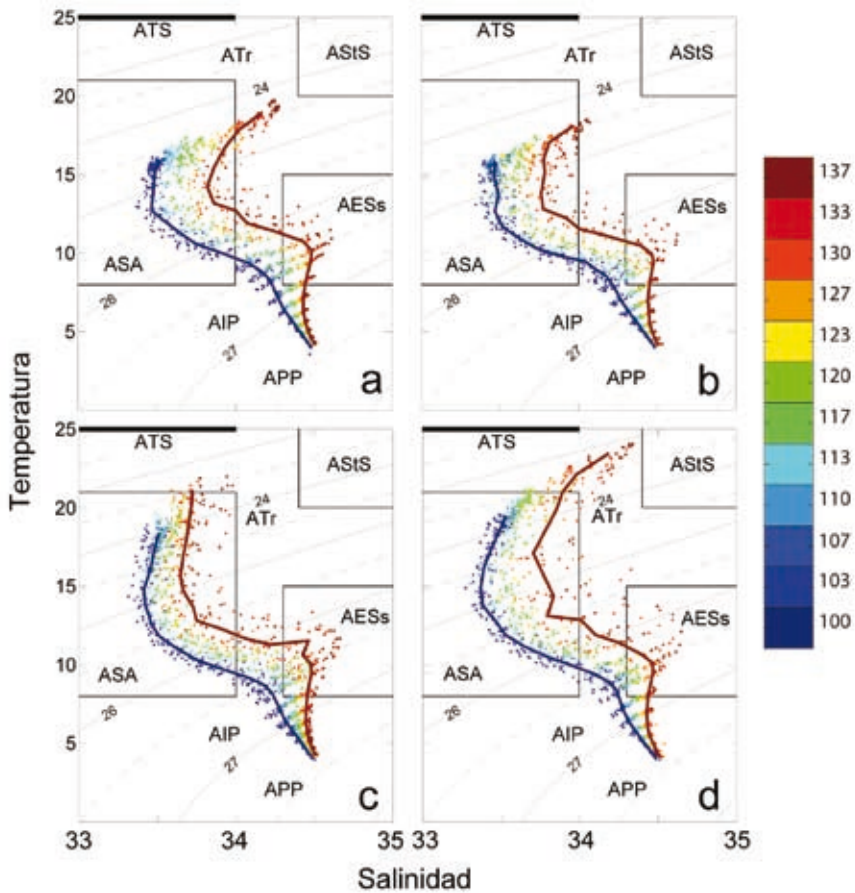
RESULTADOS

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, ASStS = Agua Subtropical Superficial, AESs = Agua Ecuatorial Subsupsuperficial, 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 °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.

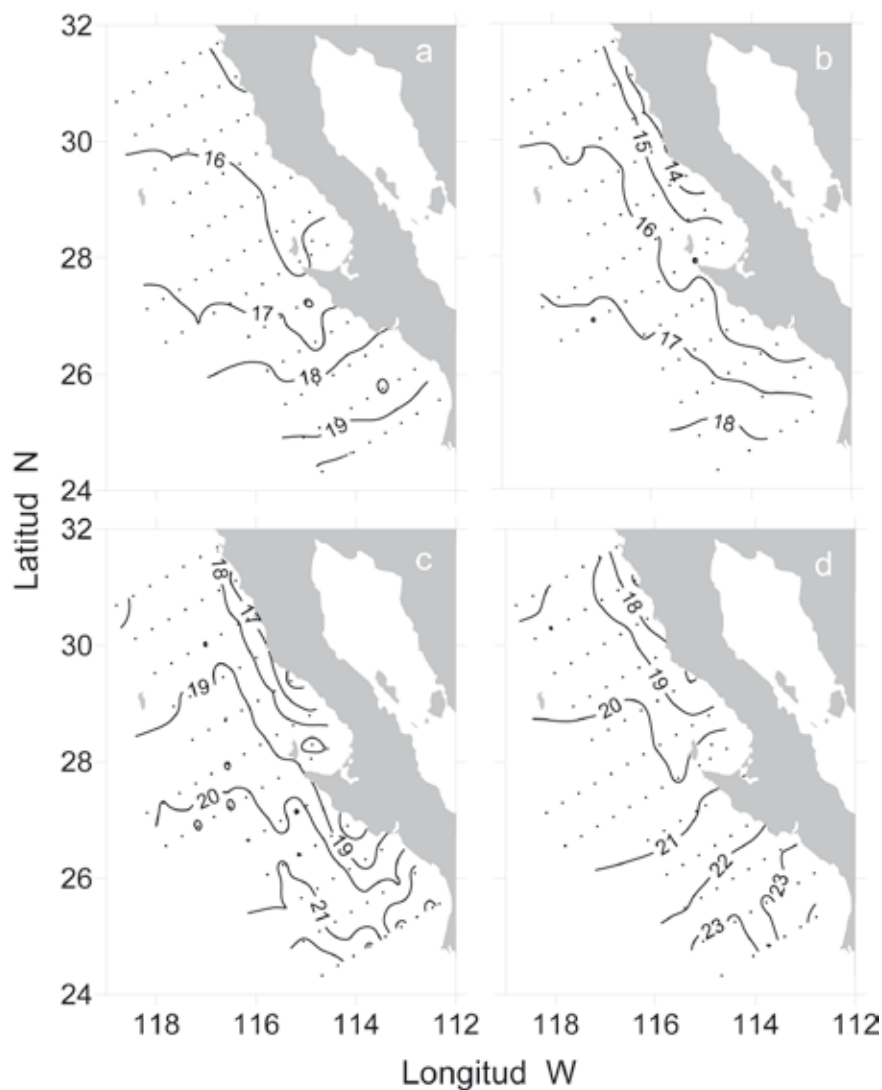
Para aguas subsuperficiales (>100 m) el máximo relativo de salinidad localizado alrededor de $\sigma_t \sim 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ está asociado con el flujo hacia el polo de la CCC que transporta AESs (Tsuchiya 1981, Durazo y Baumgartner 2002). Los pares T-S durante las cuatro estaciones del año en 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 isopicnal, 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 (°C) a 10 m de profundidad. (a) Invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño. El intervalo de contornos es 1 °C.



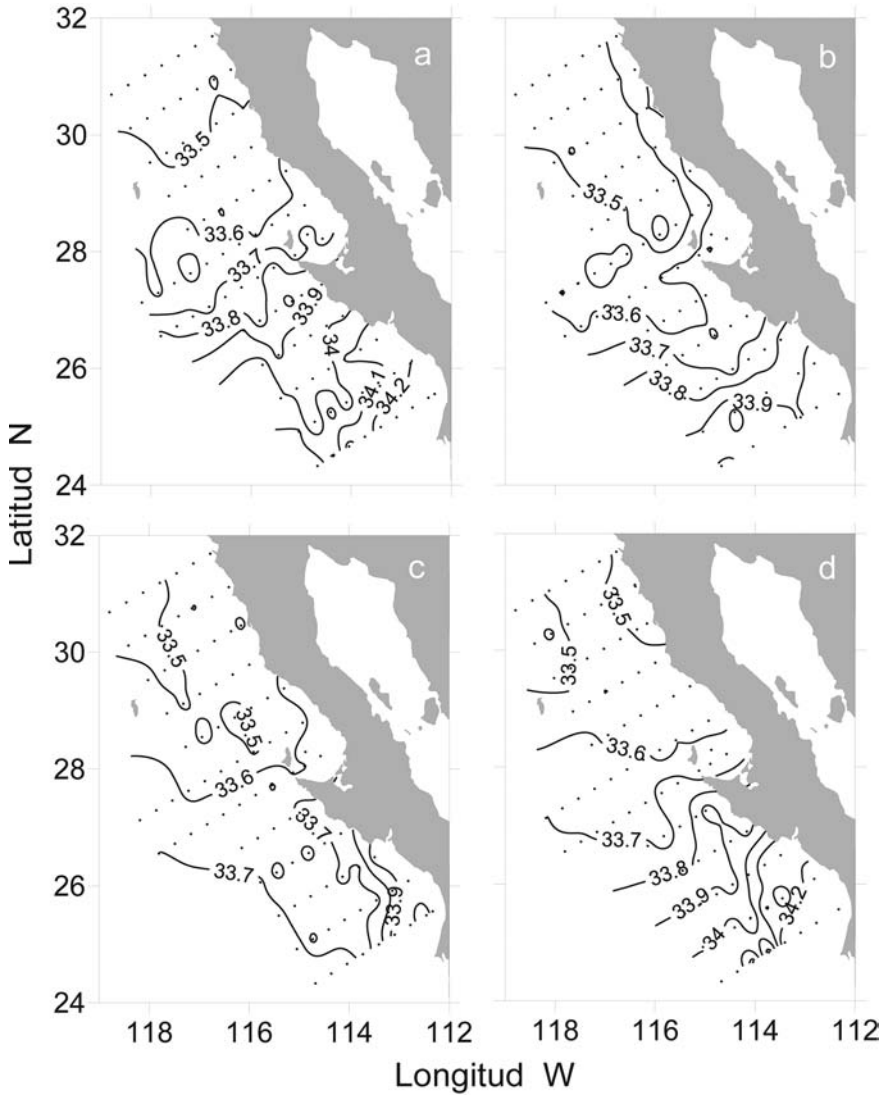
solar lejos de la costa. Los mínimos relativos de temperatura cercanos a la costa se observan a lo largo del año y reflejan afloramientos de agua subsuperficial, con valores mínimos en abril, la época de surgencias más intensas. En la región sur

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 suroeste de la región de estudio, en donde se observan salinidades relativamente altas principalmente durante otoño e invierno.

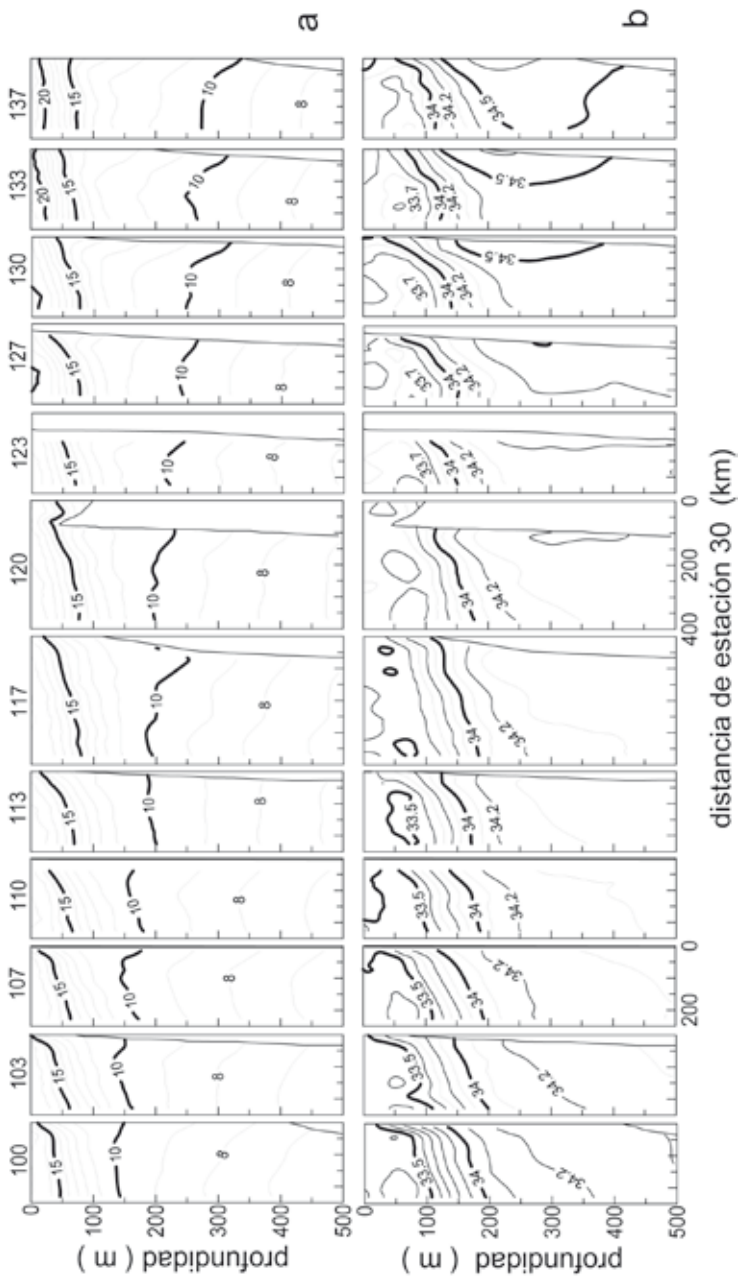
Para cada uno de los transectos de muestreo de IMECOCAL se presentan promedios absolutos (11 años) de temperatura y salinidad entre la superficie y 500 m de profundidad (fig. 6). No se han incluido los promedios de densidad ya que éstos mostraron un comportamiento muy similar a la temperatura. La tendencia 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 geostrofica. 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 IMECOAL. 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 (isopicnas) 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.

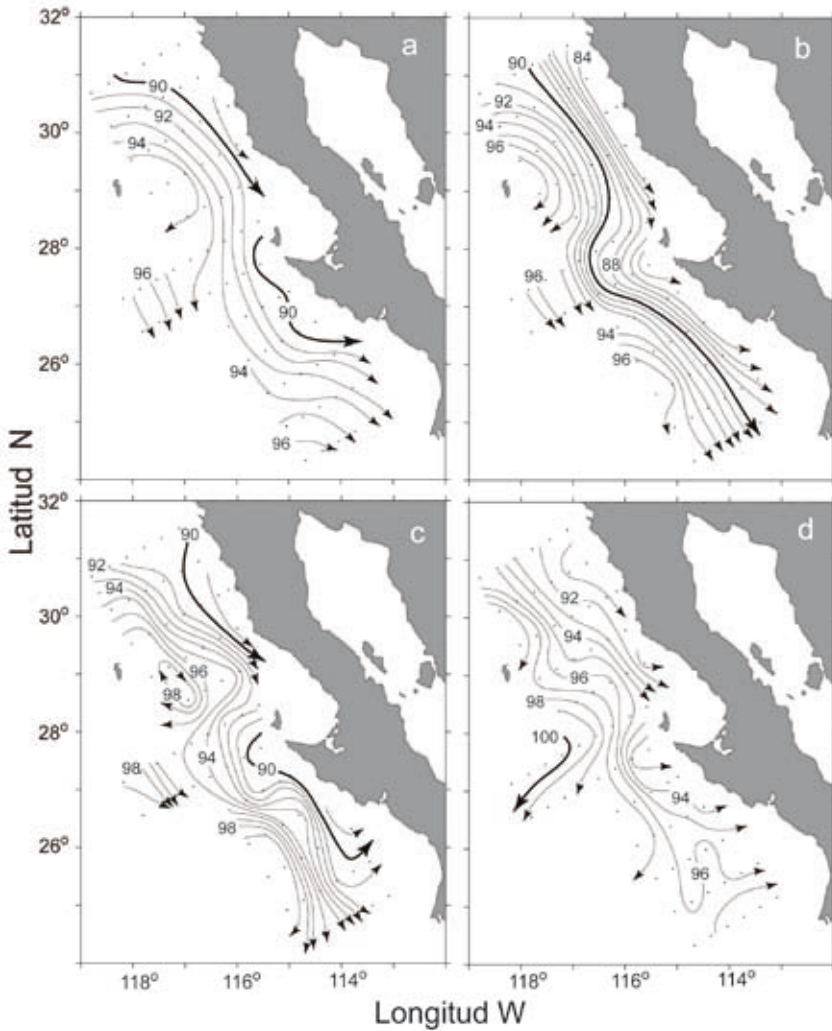
La pendiente positiva de las isohalinas en la capa superficial de la columna de agua es similar a la mostrada por las isotermas (fig. 6a), lo cual refleja el aporte de aguas relativamente más salinas hacia la superficie como producto de las surgencias costeras. La pendiente es positiva en todas las líneas 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

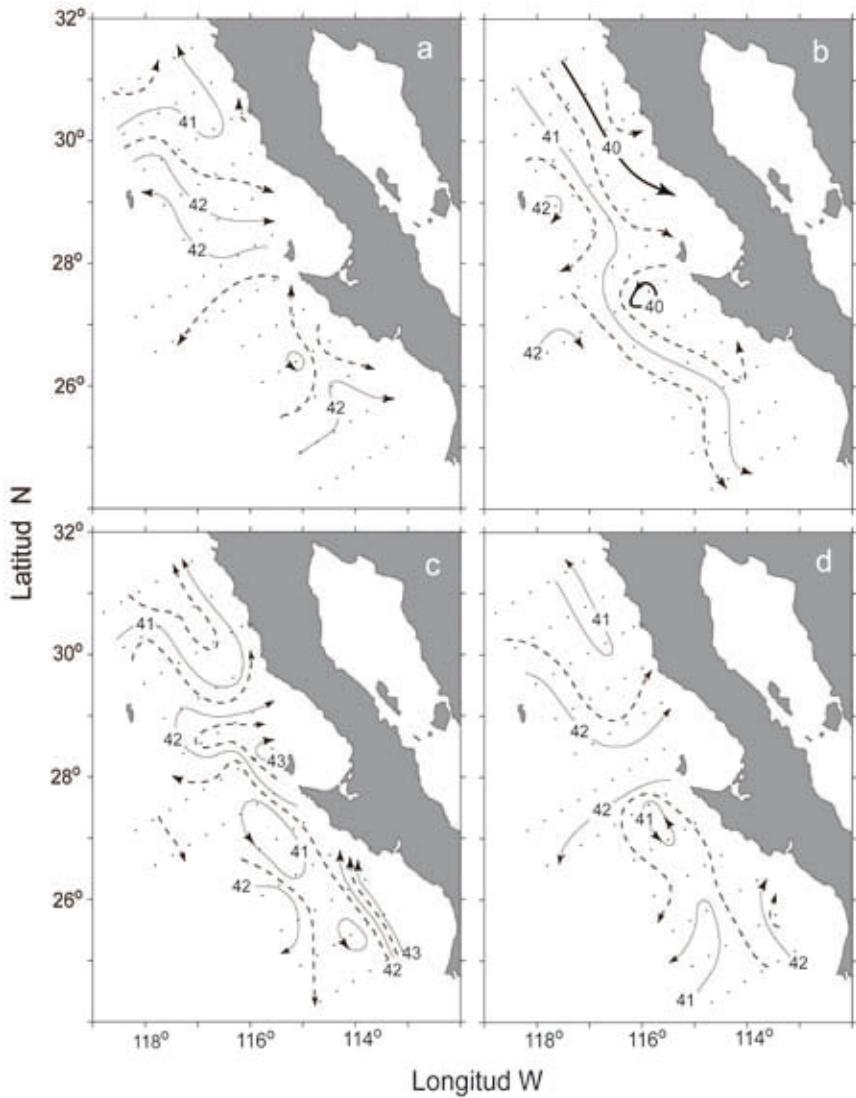
El conjunto de datos obtenido por CalCOFI e IMECOCAL a lo largo de 38 años (ver fig. 2) se utilizó para calcular la anomalía geopotencial en cada una de las estaciones de la red (fig. 1). Debido a que la profundidad máxima de las hidrocalas realizadas por CalCOFI es de 500 m, éste se utilizó como nivel 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 (ASStS). La existencia de estos procesos se corrobora con análisis de corrientes geostroficas 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 geostrofica (0/500

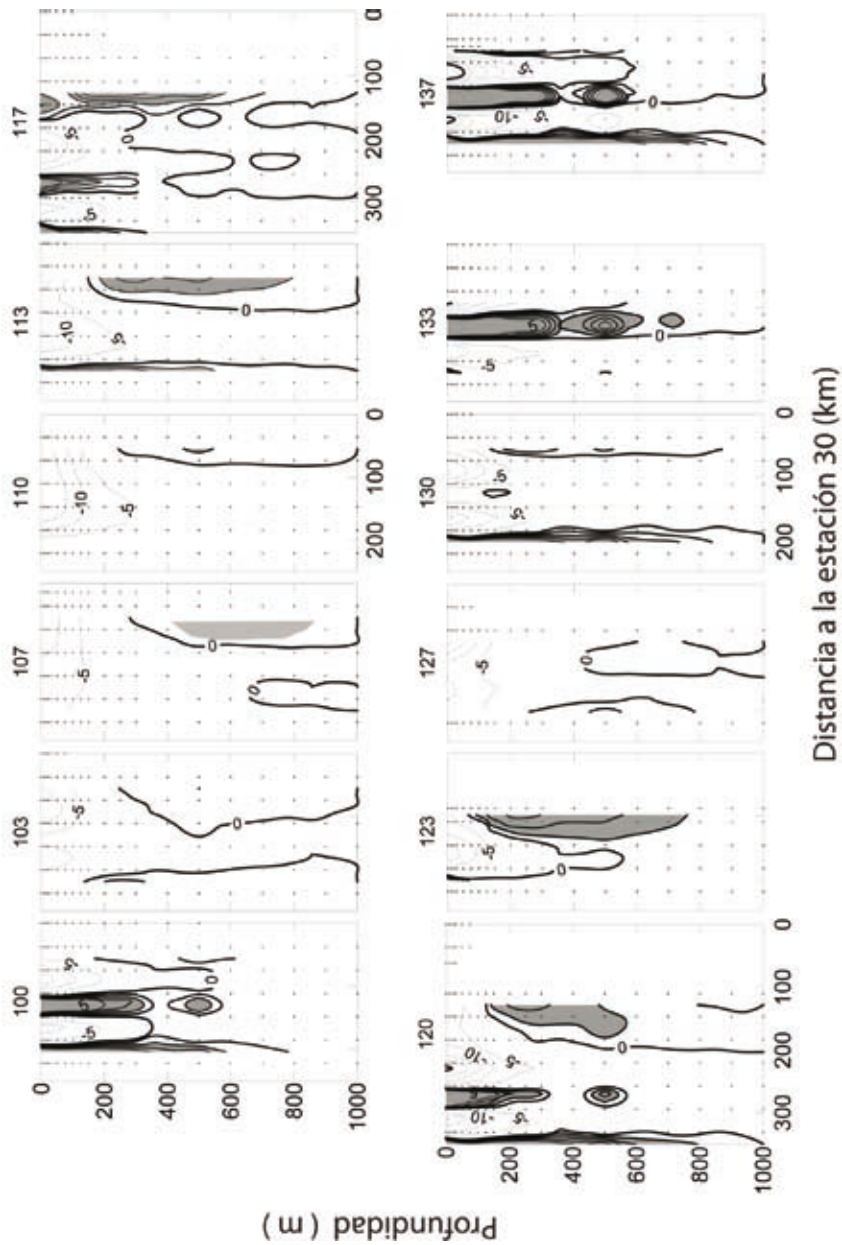
dbar) no puede detectarles. Además, es factible que la contracorriente costera esté asociada con giros y meandros cerca de la costa relacionados con eventos de afloramiento y la geomorfología costera. Esta evidencia, aunque no se manifiesta en este trabajo, es perceptible en mapas de alturas dinámicas 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 geostrofica 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

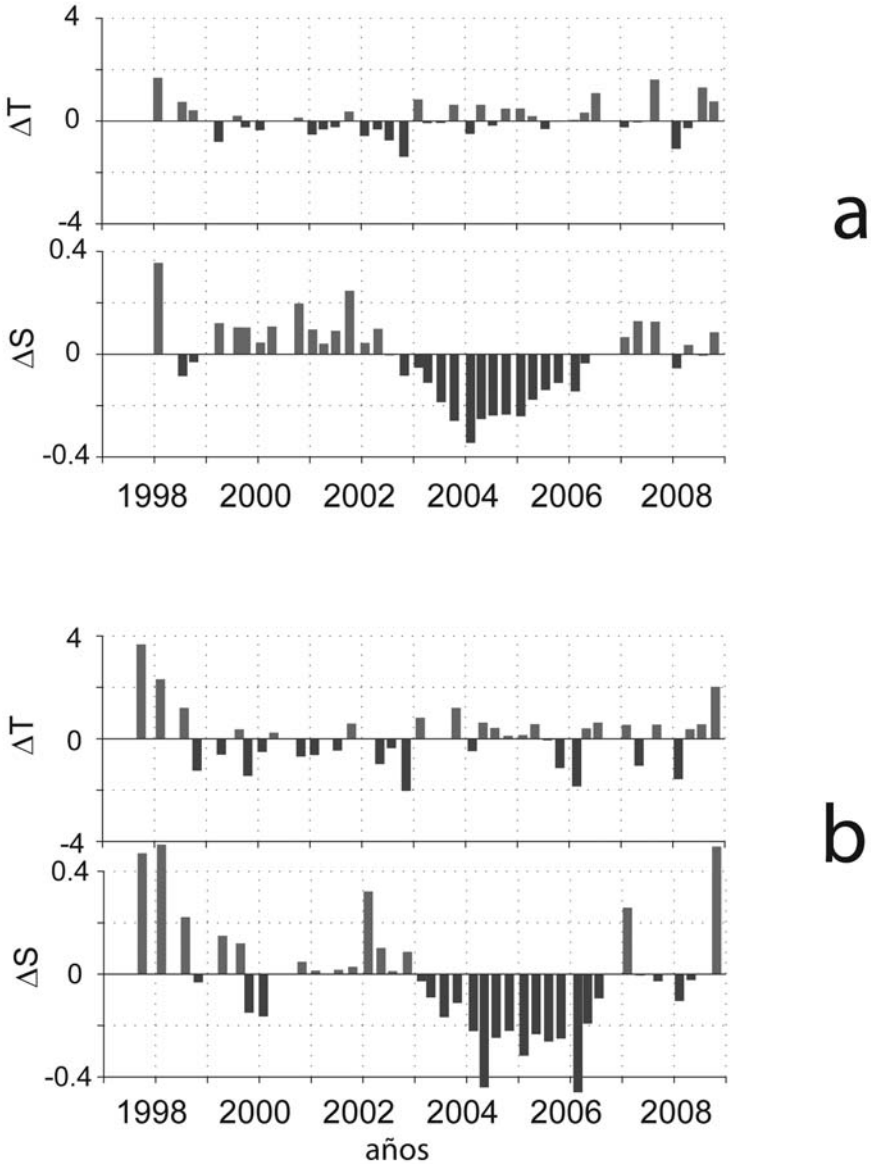
planctónicos (Feely *et al.* 2008). Por tanto, el estudio de la variabilidad en la circulación oceánica profunda (CCC) ayudará a entender mejor los procesos de interacción físico-biológicos en la región IMECOCAL, y ayudará a explicar las diferentes respuestas de los diversos ecosistemas dentro del dominio 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, Trunnel 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-Nuñez 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-Ramirez 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, Lavaniegos BE, Mantyla A, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 2003. The state of the California Current, 2002–2003: Tropical and Subarctic 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.

Biomasa y producción del fitoplancton

G Gaxiola-Castro^{1,a}, J Cepeda-Morales^{1,b}, S Nájera-Martínez^{1,c},
TL Espinosa-Carreón^{2,d}, ME De la Cruz-Orozco^{1,e},
R Sosa-Avalos^{3,f}, E Aguirre-Hernández¹, JP Cantú-Ontiveros¹

RESUMEN

Se presentan la clorofila-*a* y la producción del fitoplancton obtenidas para el período 1998–2007 frente a Baj a California. La clorofila-*a* integrada fue mayor durante primavera y verano de todos los años, con un promedio anómalo máximo de 150 mg m⁻² en el invierno de 2002. A partir de 2003 y hasta 2006 hubo una fuerte disminución en la biomasa del fitoplancton con valores integrados cercanos a 50 mg m⁻² y anomalías negativas en relación a la media climatológica estacional, con una tendencia a incrementarse al inicio de 2007. Con base en la clorofila-*a* se identificaron tres regiones características, una eutrófica cercana a la costa (>1.0 mg m⁻³), otra mesotrófica (1.0 mg m⁻³ \leq clorofila-*a* ≤ 0.25 mg m⁻³), y una tercera oligotrófica (<0.25 mg m⁻³). La producción primaria tuvo un com-

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada 22860, Baja California.

^aggaxiola@cicese.mx, ^bjcepeda@cicese.mx, ^csilanajera@hotmail.com, ^edelacruz@cicese.mx

² Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional (CIIDIR) Unidad Sinaloa-IPN. Blvd. Juan de Dios Bátiz Paredes #250. Col. San Joachin. Guasave 81101, Sinaloa.
^dleticiaesp@gmail.com

³ Universidad de Colima. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Manzanillo-Cihuatlán km. 20. Manzanillo 29860, Colima. ^frsosa@uclm.mx.

portamiento estacional diferente a la clorofila-*a*, con gran variabilidad y valores mayores ($\sim 200 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) durante La Niña 1999–2000, y de intermedios a bajos ($< 50 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) durante La Niña 2002. Contrariamente a la biomasa del fitoplancton, en otoño e invierno se verificaron las mayores tasas de producción primaria. La media de la producción primaria en las diferentes regiones tróficas fue $49 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en la oligotrófica, $69 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en la mesotrófica y $128 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en la eutrófica. El fitoplancton respondió a procesos de gran escala como El Niño (1997–1998; 2003), La Niña (1999–2000; 2002) y el ingreso de un gran volumen de Agua Subártica (2003–2006), con una señal más evidente en la biomasa que en la producción primaria. En particular, el efecto de La Niña (1999–2000; 2002) en la clorofila-*a* fue muy diferente al generado por el transporte en exceso de Agua Subártica (2003–2005), lo que indica mecanismos y efectos distintos sobre el ecosistema pelágico de la zona IMECOCAL.

Palabras clave: Clorofila, producción primaria, Baja California, Corriente de California.

ABSTRACT

Phytoplankton chlorophyll-*a* and production data collected off Baja California from 1998–2007 are shown. During spring and summer, chlorophyll-*a* integrated over the water column was always higher, with an extraordinary maximum value of 150 mg m^{-2} in winter 2002. From 2003 to 2006 there was a strong decrease in phytoplankton biomass, with values of 50 mg m^{-2} and negative anomalies related to seasonal climatology, with an increasing trend by the beginning of 2007. From surface chlorophyll-*a* values three different trophic regions were characterized: an eutrophic region near the coast ($> 1.0 \text{ mg m}^{-3}$), a mesotrophic region ($1.0 \text{ mg m}^{-3} \leq \text{chlorophyll-}a \leq 0.25 \text{ mg m}^{-3}$), and a third, oligotrophic region ($< 0.25 \text{ mg m}^{-3}$). Phytoplankton production showed important seasonal variability, with higher values ($\sim 200 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) during La Niña 1999–2000, and from intermediate to lower values ($< 50 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) in La Niña 2002, which was characterized by higher phytoplankton biomass off Baja California. Autumn and winter showed the highest primary production. Mean primary production for each of the three trophic regions was $49 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ in the oligotrophic, $69 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ in the mesotrophic, and $128 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ in the eutrophic one. Phytoplankton reacted to large scale physical processes like El Niño (1997–98; 2003), La Niña (1999–2000; 2002), and the anomalous increase of Subarctic Water in 2003–2006, with a stronger biomass response. Also, effects on the chlorophyll-*a* during La Niña events (1999–2000; 2002) were very different to those generated by the increased Subarctic Water

influx (2003–2005), which indicates different mechanisms and processes affecting the pelagic ecosystem in the IMECOCAL zone.

Keywords: Chlorophyll, primary production, Baja California, California Current.

INTRODUCCIÓN

La biomasa y producción del fitoplancton son la base principal de las redes tróficas que se desarrollan en el ecosistema pelágico del océano. En los sistemas acuáticos la biomasa del fitoplancton es una propiedad ecológica clave, ya que cuantifica al componente del ecosistema pelágico que es primordialmente responsable de la transformación del dióxido de carbono en carbono orgánico. Aquí se describe como producción primaria la tasa de conversión de carbono inorgánico a carbono orgánico por el fitoplancton durante el proceso fotosintético mediante el cual sostiene no solamente el fitoplancton mismo sino también los otros organismos presentes en el ecosistema. Por lo tanto, resulta esencial conocer la variabilidad espacial y temporal de la biomasa y producción del fitoplancton para entender los ciclos del carbono oceánico, los cambios en las poblaciones de recursos pesqueros, y el acoplamiento del forzamiento físico-biogeoquímico de los ecosistemas pelágicos con una base regional.

A partir del uso de sensores satelitales que captan el color del océano ha sido posible estimar la biomasa del fitoplancton (clorofila-*a*) a grandes escalas espaciales y conocer la variabilidad causada por forzamientos climáticos de gran escala como El Niño-La Niña. Los resultados derivados de la información del color del océano han revolucionado el campo de la oceanografía biológica, con importantes contribuciones a la biogeoquímica, oceanografía física, modelos del sistema oceánico, pesquerías y al manejo costero. Actualmente, además de la clorofila-*a* del fitoplancton marino ningún otro componente biológico del ecosistema marino puede ser monitoreado por medio de la percepción remota del océano (Platt *et al.* 2008).

En la región sur de la Corriente de California (CC), frente a la Península de Baja California, se da una fuerte variabilidad estacional e interanual en la biomasa del fitoplancton (Gaxiola-Castro *et al.* 2008) forzada además por los ciclos El Niño-La Niña (Kahru y Mitchell 2002, Aguirre-Hernández *et al.* 2003) y diversos procesos locales de mesoescala como surgencias costeras, remolinos, frentes y meandros (Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Barocio-León *et al.* 2007). Para entender los cambios en la biomasa y producción del fitoplancton en esta región, así como su

posible impacto en la trama trófica de la zona, es necesario contar con información en diversas escalas de variabilidad temporal y espacial, tanto derivada de campañas oceanográficas como de sensores remotos.

En este trabajo se presenta información de la clorofila-*a* del fitoplancton y la producción primaria, obtenida en las campañas oceanográficas de IMECOCAL frente a Baja California durante 1998–2007. La información de clorofila-*a* derivada de las campañas oceanográficas fue complementada con datos de pigmentos del fitoplancton obtenidos en el mismo período por medio de sensores remotos del color del océano (SeaWiFS-NASA: Sea Viewing Wild Field of View Sensor). El objetivo principal de este trabajo es mostrar la variabilidad espacial y temporal de la biomasa y producción del fitoplancton en el período de estudio, además de caracterizar los principales procesos de escalas estacionales e interanuales que impactan al ecosistema pelágico de la región IMECOCAL.

MÉTODOS

Clorofila-*a* (C1a)

La concentración de clorofila-*a* (mg m^{-3} ; un índice de la biomasa del fitoplancton) de la columna de agua se obtuvo a partir de muestras discretas recolectadas durante las campañas de IMECOCAL frente a Baja California de 1998 a 2007 (fig. 1). Las muestras para el análisis de clorofila-*a* se tomaron de las profundidades estándar 0, 10, 20, 50, 100, 150 y 200 m con botellas Niskin de 5 l de capacidad, acopladas a una roseta oceanográfica General Oceanic. Se transfirió aproximadamente un litro de agua de las botellas Niskin a botellas ámbar de polietileno de alta densidad para evitar incidencia directa de la luz solar. Se filtró al vacío a través de filtros GF/F de 25 mm de diámetro con un poro nominal de 0.7 μm . Los filtros se congelaron inmediatamente en nitrógeno líquido hasta ser analizados con un fluorímetro Turner Designs 10-AU-005 calibrado con clorofila-*a* pura (Sigma). La clorofila-*a* de las muestras se extrajo durante 24 horas con acetona al 90% en refrigeración y oscuridad. Las determinaciones se hicieron con el método fluorimétrico descrito por Yentsch y Menzel (1963) y Holm Hansen *et al.* (1965), de acuerdo al procedimiento y modificaciones referidas por Venrick y Hayward (1984).

Producción primaria

Debido a las limitaciones en tiempo de barco la producción primaria *in situ* ($\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$) se determinó en las estaciones hidrográficas a las que se arribaba cerca del mediodía y cuya profundidad hasta el fondo era cercana o mayor a 1000 m (fig. 1). Las profundidades de muestreo para los experimentos de producción primaria se seleccionaron a partir de seis porcentajes de irradiancia (100, 50, 30, 20, 10, 1% E_0), calculados con el coeficiente medio de atenuación de la luz difusa [$K_d = 1.44/Z_{SD}$] obtenido a partir de la lectura del disco de Secchi (Z_{SD}) sumergido a un costado del barco, y de la ecuación de Kirk (1994) [$\ln E_{d(z1)}/E_{d(z2)} = K_d (1/z_2 - z_1)$]. De estos seis niveles de irradiancia se recogió agua por medio de botellas Niskin de 5 l de capacidad acopladas a la roseta, con ligas de silicón en el sistema de cerrado. Se pasó una alícuota de estas muestras a botellas de plástico oscurecidas para evitar el efecto directo de la radiación solar incidente durante el submuestreo en la cubierta del barco. Las muestras se mantuvieron en la oscuridad hasta que fueron transferidas en el laboratorio del barco a botellas transparentes de policarbonato de 250 ml a las que se agregó $\sim 5 \mu\text{Ci}$ de una solución de $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$. Posteriormente se colocaron dos botellas de policarbonato por cada nivel de irradiancia en tubos de acrílico transparente y se depositaron durante $\sim 2 \text{ h}$ a las mismas profundidades de donde fueron recolectadas para que la incubación *in situ* fuera a la misma temperatura, intensidad y calidad de luz de donde provenía el fitoplancton. Después de la incubación se recuperaron las botellas y su contenido se pasó a presión a través de filtros de membrana de 25 mm de diámetro y $0.45 \mu\text{m}$ de tamaño de poro. Los filtros se colocaron en frascos de centelleo de 20 ml a los cuales se agregó 0.5 ml de HCl al 10% para liberar el $^{14}\text{CO}_2$ que pudiera haber quedado adherido al filtro y a las partículas presentes. Después de tres horas de exposición al HCl se añadió 10 ml de solución de centelleo (Ecolite) a cada uno de los frascos y así fueron éstos transportados al laboratorio.

El decaimiento radiactivo del ^{14}C (conteos por minuto, cpm) en las muestras fue determinado en un contador de centelleo líquido Beckman 6500. Los cálculos finales del carbono asimilado por el fitoplancton ($\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$) se realizaron de acuerdo a las ecuaciones de Parsons *et al.* (1984). Para relacionar los datos de producción primaria originados en diferentes profundidades, localidades y períodos, los valores discretos obtenidos en la columna de agua a cada profundidad se integraron ($\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) hasta la profundidad de la zona eufótica (1% E_0).

Datos de sensores remotos

Clorofila (CLA)

Las imágenes de color del océano (radiometría del color del océano: Platt *et al.* 2008) recolectadas por el sensor SeaWiFS (Sea Viewing Wide Field of View Sensor) de septiembre de 1997 a diciembre de 2007 fueron obtenidas del sitio <ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/Mapped/Monthly/CHLO/>. Se seleccionaron las composiciones mensuales (nivel L3) procesadas de acuerdo a los algoritmos bio-ópticos y atmosféricos (Barnes *et al.* 1994). Las imágenes, con una resolución espacial de 9 km × 9 km, se extrajeron para el área correspondiente a la región IMECOCAL (22–33°N y 112–120°W). Con esta información se generaron series de tiempo de 10 años de la clorofila (CLA) presente en la primera profundidad óptica en la región de estudio, a las cuales se les aplicó un análisis de series de tiempo (FEOs) para separar diferentes escalas de variabilidad espacial y temporal.

Ciclo estacional y Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs)

El ciclo estacional de CLA para la región IMECOCAL se calculó mediante el ajuste de la serie de tiempo a un promedio de los armónicos anual y semianual:

$$F(x, t) = A_0(x) + A_1(x) \cos(\omega_1 t - \varphi_1) + A_2(x) \cos(2\omega_2 t - \varphi_2) \quad (1)$$

donde A_0 , A_1 y A_2 son las amplitudes media, anual y semianual, respectivamente, para cada serie de tiempo y cada píxel; ω_1 y ω_2 son la frecuencia anual y la semianual; φ_1 y φ_2 son las fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y t es el tiempo. A partir de la amplitud media de cada píxel se elaboraron los campos medios de CLA y las anomalías estacionales y no-estacionales utilizando el análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). Emery y Thompson (2001) y Espinosa Carréon *et al.* (2004), entre otros, han proporcionado explicaciones más detalladas sobre las aplicaciones de las FEOs.

Figura 1. Localización de las líneas hidrográficas y estaciones del programa IMECOCAL visitadas de 1998 a 2007, de donde se tomaron los datos de clorofila-*a* (o) y producción primaria (*). En las estaciones de la línea 97 solamente fue muestreada la clorofila-*a* en algunos cruceros de abril.

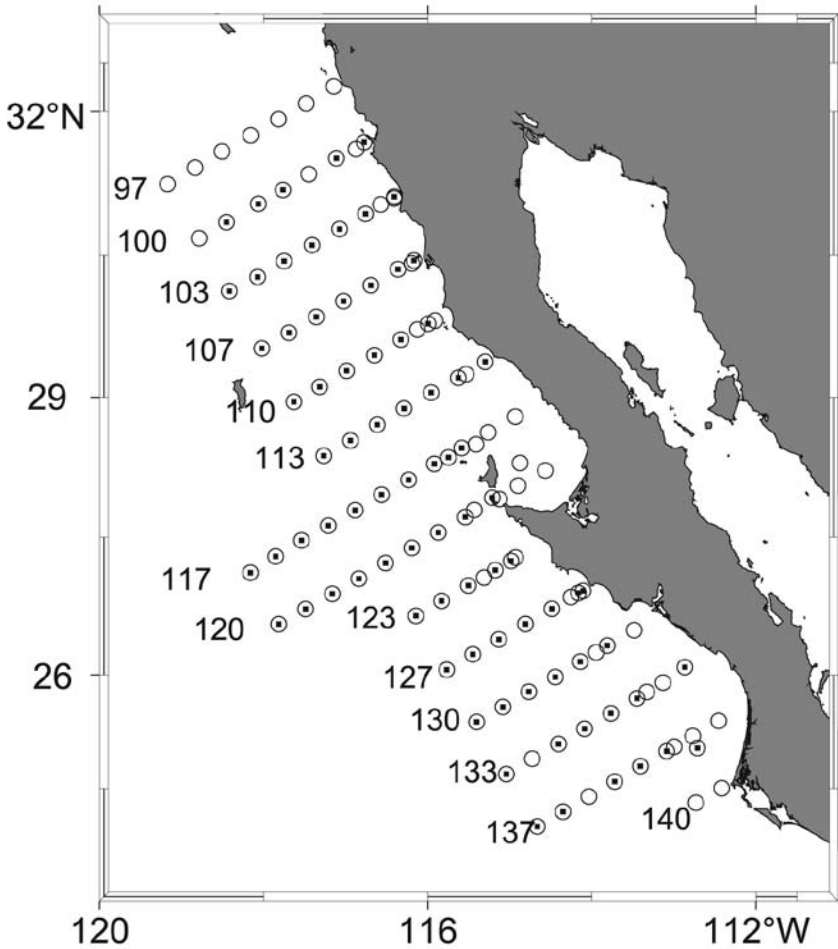


Figura 2. (a) Media general de la concentración de clorofila-*a* (mg m^{-3}) obtenida a 10 m de profundidad en las estaciones del programa IMECOAL 1998–2007, incluyendo las estaciones de la línea 97. (b) Clorofila-*a* media (mg m^{-3}) de septiembre de 1997 a diciembre de 2007 obtenida por medio del sensor remoto SeaWiFS-NASA.

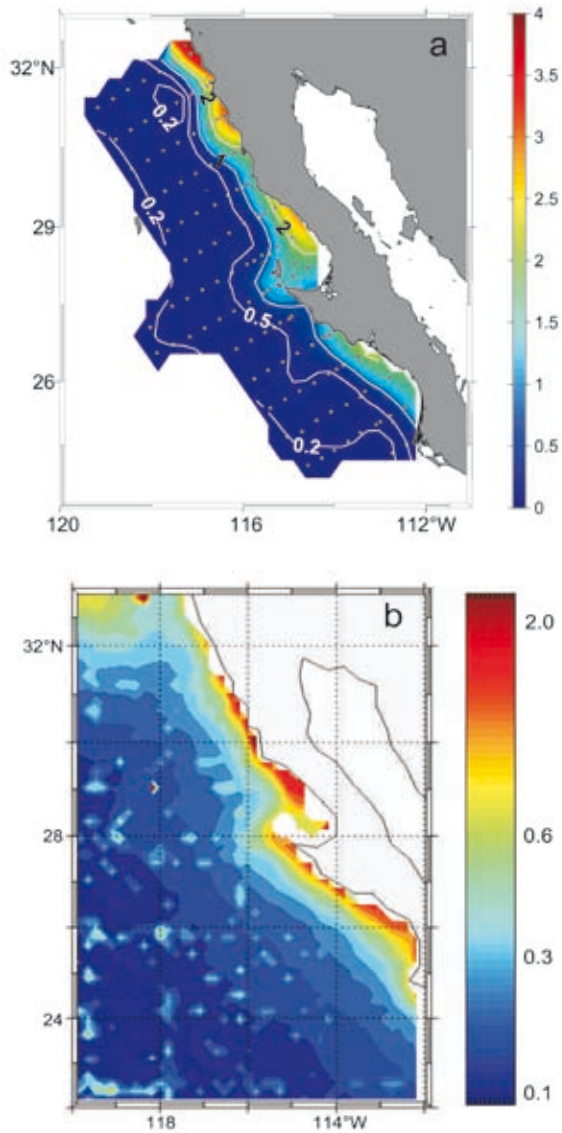


Figura 3. Climatología 1998–2007 de la concentración media de clorofila-*a* (mg m^{-3}) medida a 10 m de profundidad en la región IMECOCAL para (a) invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño. Note que la línea 97 sólo se incluye durante primavera (abril).

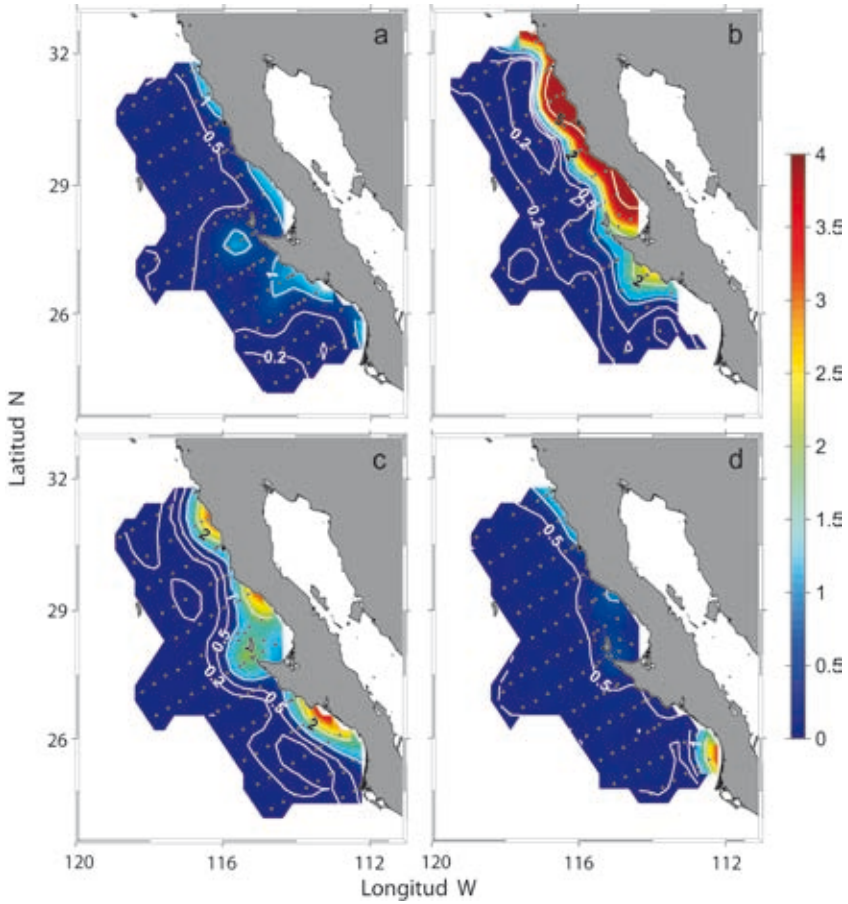


Figura 4. (a) Promedio de las concentraciones de clorofila-*a* integrada en la columna de agua (mg m^{-2}) obtenidas en cada una de las campañas IMECOCAL de 1998 a 2007, agrupadas por estaciones del año. (b) Serie de tiempo de la media estacional (invierno, primavera, verano y otoño) de la concentración de clorofila-*a* integrada en la columna de agua (mg m^{-2}) de las campañas realizadas de 1998 al 2007 en la región IMECOCAL.

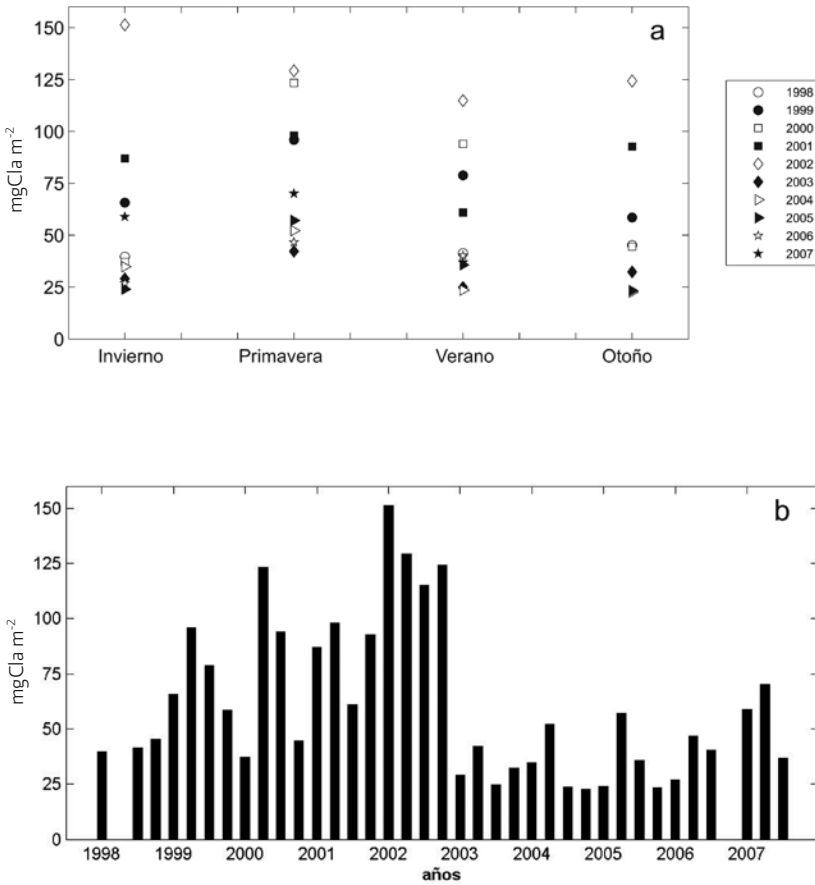


Figura 5. Serie de tiempo de la concentración de clorofila-*a* (mg m^{-3}) a 50 m de profundidad de 1998 a 2007 en tres zonas de la región IMECOCAL. (a) Estaciones 30 a 60 de la línea 100 en la zona norte, (b) estaciones 30 a 60 de la línea 113 en la zona central, (c) estaciones 30 a 60 de la línea 130 en la zona sur.

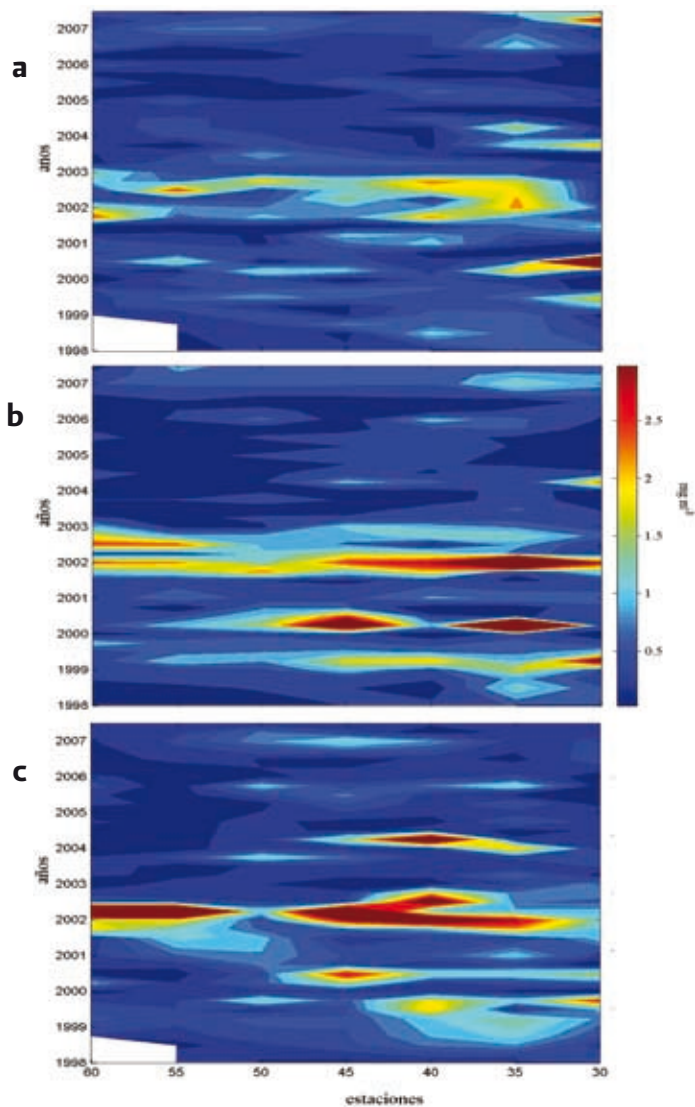


Figura 6. (a) Distribución vertical de la producción primaria *in situ* (P ; $\text{mgC m}^{-3} \text{h}^{-1}$), (b) concentración de clorofila-*a* ($\text{Chl}a$; mg m^{-3}) y (c) razón de asimilación de carbono por el fitoplancton por unidad de biomasa (P^B ; $\text{mgC mgChl}a^{-1} \text{h}^{-1}$), obtenidos en todas las campañas de la región IMECOCAL de 1998–2007.

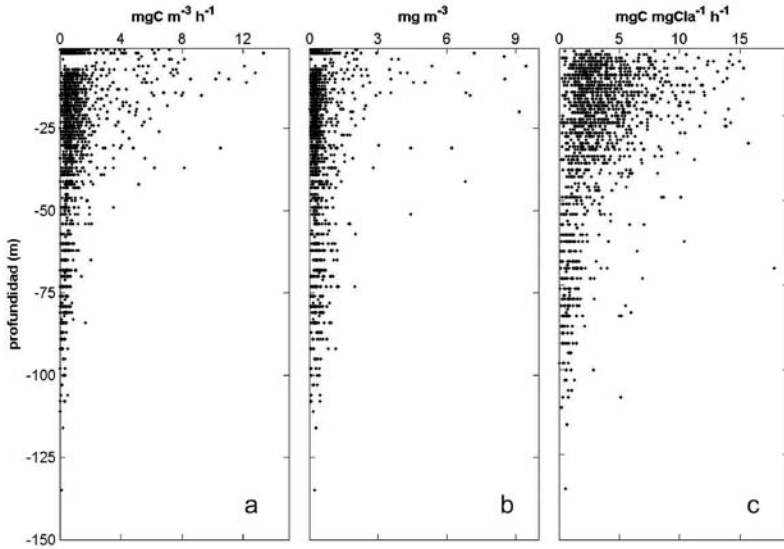


Figura 7. Serie de tiempo de la variación *in situ* de la producción primaria integrada en la zona eufótica (P_{int} ; $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) en la región IMECOCAL de 1998–2007. La línea señala la media de la producción primaria integrada obtenida en cada campaña.

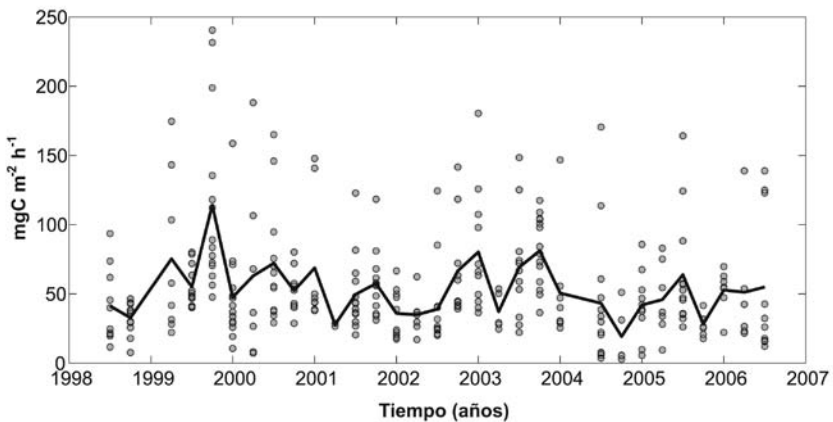


Figura 8. Representación espacial de la media general de la producción primaria *in situ* integrada en la zona eufótica (P_{int} ; $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) obtenida durante las campañas IMECCAL de 1998–2007. Para construir esta distribución espacial se consideraron todas las determinaciones de producción primaria *in situ* de la región mostradas en la figura 1.

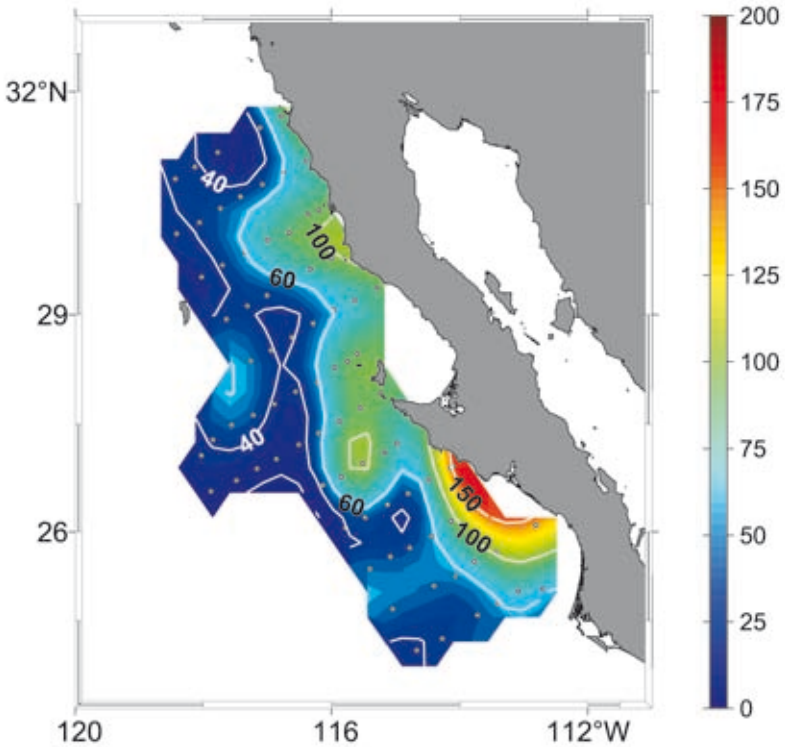


Figura 9. Relaciones entre la producción primaria *in situ* integrada en la zona eufótica ($\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) y la concentración de clorofila-*a* integrada a la misma profundidad (mg m^{-2}) para la región IMECOAL de 1998–2007 en (a) invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño.

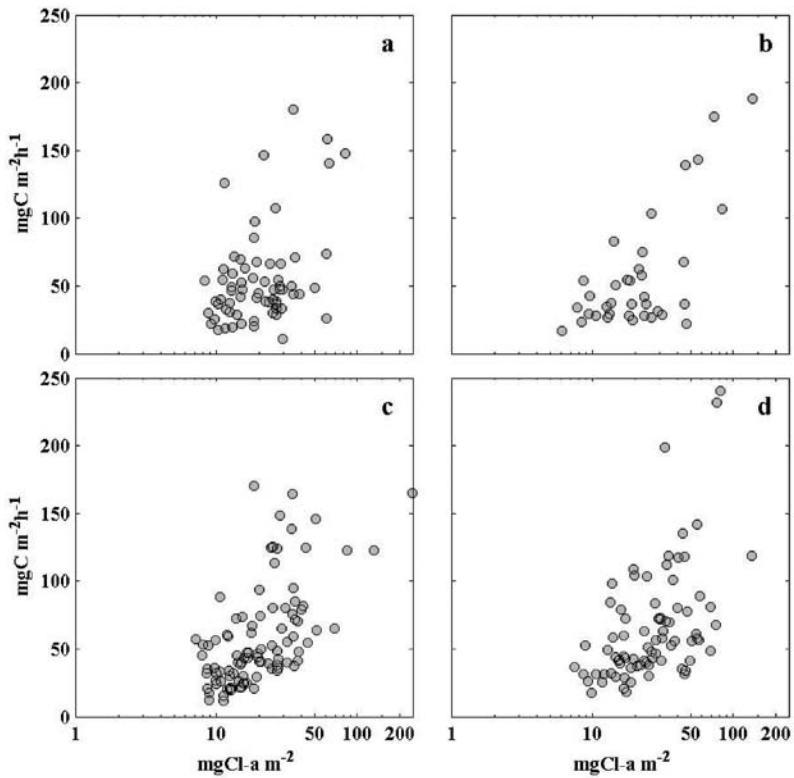


Figura 10. Distribución espacial de la producción primaria *in situ* integrada en la zona eufótica (P_{int} ; $\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) dividida en relación a la concentración superficial de clorofila-*a* en (a) la región oligotrófica (clorofila-*a* $< 0.25 \text{ mg m}^{-3}$), (b) la región mesotrófica (clorofila-*a* $\geq 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ a $\leq 1.0 \text{ mg m}^{-3}$) y (c) la región eutrófica (clorofila-*a* $> 1.0 \text{ mg m}^{-3}$). Para construir esta representación se consideraron todas las determinaciones de producción primaria *in situ* de la región de 1998–2007 mostradas en la figura 1.

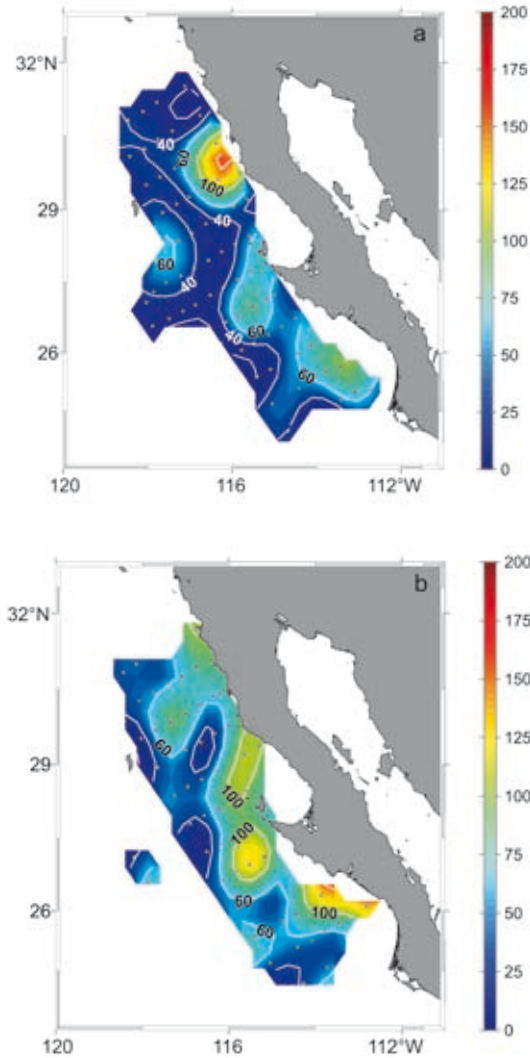
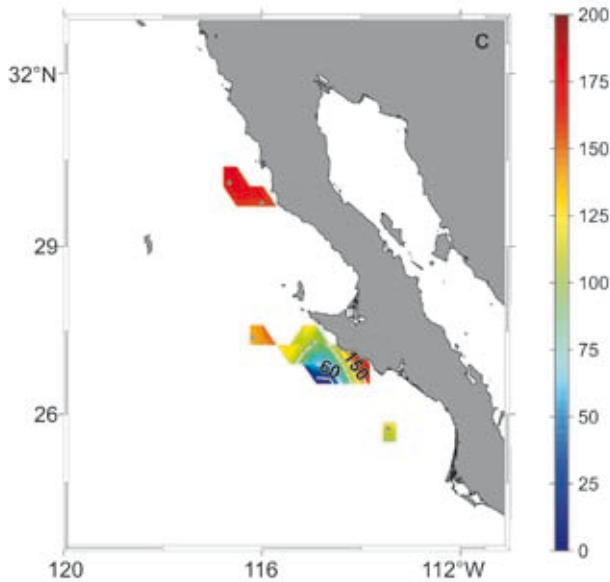


Figura 10. *Continúa.*



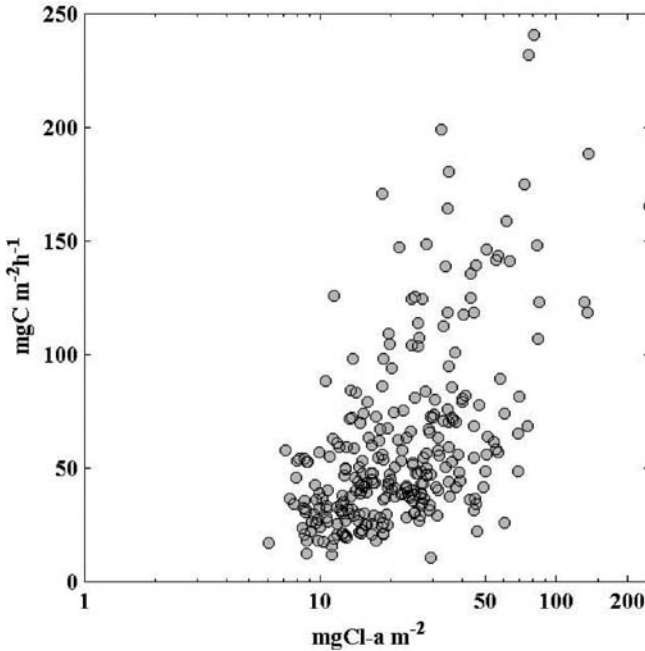
RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Clorofila-*a*

El campo medio de la concentración de clorofila-*a* a 10 m de profundidad (utilizado como referencia en la regiones CalCOFI e IMECCAL) de 1998 a 2007 presentó valores mayores a 1.0 mg m^{-3} cerca de la costa y menores a $\sim 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ hacia aguas oceánicas (fig. 2a). A partir de aproximadamente 80 km de la costa existió una separación entre aguas con concentraciones $\geq 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ y $< 0.25 \text{ mg m}^{-3}$, la cual se amplió frente a Isla de Cedros y Punta Eugenia ($\sim 28^\circ\text{N}$), con un ligero incremento frente a Punta Abreojos a 26.5°N (fig. 2a). La distribución espacial de la concentración de clorofila-*a* del fitoplancton en la región responde básicamente a procesos de surgencias costeras principalmente durante primavera y verano, y a la dirección predominante del flujo de la Corriente de California hacia el sur, la cual inclina la nutriclina hacia la superficie en franjas cercanas a la costa (Gaxiola-Castro *et al.* este volumen).

El campo medio de clorofila-*a* (CLA) obtenido a partir del sensor SeaWiFS-NASA de septiembre de 1997 a diciembre de 2007 fue muy similar a la distri-

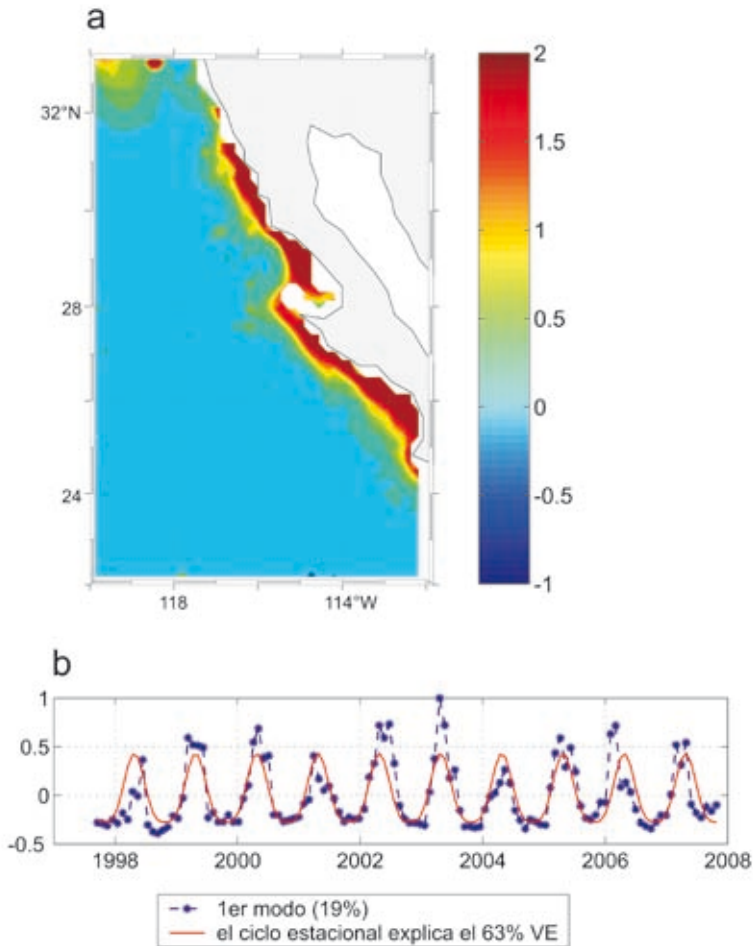
Figura 11. Relación entre producción primaria *in situ* integrada en la zona eufótica ($\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) y concentración de clorofila-*a* integrada a la misma profundidad (mg m^{-2}) para la región IMECOCAL de 1998–2007.



bución de la media a 10 m de profundidad de los datos *in situ*, con valores altos ($>1.0 \text{ mg m}^{-3}$) en una franja costera de aproximadamente 50–100 km de ancho (fig. 2b). Las altas concentraciones disminuyeron hacia la zona oceánica, excepto al norte ($\sim 32^\circ\text{N}$) donde las concentraciones fueron $>0.60 \text{ mg m}^{-3}$ debido a la presencia del Frente Ensenada, el cual es más evidente durante el verano (Peláez y McGowan 1986, Gaxiola-Castro y Alvarez-Borrego 1991, Santamaría-del-Angel *et al.* 2002, Espinosa-Carreón *et al.* 2004).

Con base en la distribución de los campos medios de clorofila-*a* estimados a partir de los datos satelitales e *in situ*, el área IMECOCAL puede dividirse en tres zonas: una eutrófica costera ($>1.0 \text{ mg m}^{-3}$), una mesotrófica intermedia ($\geq 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ a $\leq 1.0 \text{ mg m}^{-3}$) y una oceánica oligotrófica ($<0.25 \text{ mg m}^{-3}$). Kahru y Mitchell (2000) y Espinosa-Carreón *et al.* (2004) han propuesto con anterioridad una división similar. Millán Núñez *et al.* (1996) dividieron las regiones frente

Figura 12. Patrón espacial y temporal del primer modo de variabilidad de la concentración de CLA (clorofila-*a*; mg m^{-3}) obtenida por medio del sensor remoto SeaWiFS-NASA para la región IMECOCAL de septiembre de 1997 a diciembre de 2007. (a) Esquema espacial del primer modo y (b) serie de tiempo del primer modo de variabilidad en la CLA considerando el ciclo estacional. El análisis armónico de la serie temporal se realizó con los componentes anual y semianual.



a Baja California de acuerdo a la posición del máximo de clorofila en la columna de agua en una región costera (0–150 km de la costa) y otra oceánica (>150 km de la costa). Espinosa-Carreón *et al.* (2007) propusieron una zonificación similar a partir de la tasa de incorporación del carbono inorgánico por el fitoplancton. En general, de 1997 a 2007 la región IMECOCAL se puede considerar como una zona de transición entre condiciones mesotróficas (≥ 0.25 a ≤ 1.0 mgCl a m^{-3}) y oligotróficas (< 0.25 mgCl a m^{-3}).

En la distribución estacional de clorofila-*a in situ* es evidente que invierno y otoño han sido los períodos de menor concentración de biomasa del fitoplancton (fig. 3a, d) en relación a los valores mayores obtenidos durante primavera (fig. 3b) y verano (fig. 3c). Primavera y verano se caracterizaron por el incremento en los afloramientos costeros a lo largo de la Península de Baja California principalmente en marzo, abril y mayo (Zaytsev *et al.* 2003, Pérez-Brunius *et al.* 2007), asociados además con el aumento del flujo estacional de la CC (Durazo *et al.* este volumen). Ambos procesos incrementan el aporte de nutrientes hacia la superficie, lo que fertiliza la región cercana a la costa y genera un crecimiento mayor del fitoplancton. Aunque Lynn y Simpson (1987) y Durazo *et al.* (este volumen) mencionan que el área IMECOCAL presenta surgencias costeras durante todo el año, este efecto no fue tan evidente en los promedios de la clorofila-*a* para otoño e invierno.

La clorofila-*a* integrada en la columna de agua (0–100 m de profundidad) tuvo valores entre 25 mg m^{-2} y 150 mg m^{-2} , con una tendencia general hacia concentraciones medias por crucero mayores de 2000 a 2002 y menores de 2003 a 2006 (fig. 4a, b). La media de las concentraciones de clorofila-*a* por crucero fue también más alta durante 2002, con un valor integrado de 150 mg m^{-2} en invierno de ese año (fig. 4a), que fue especialmente alto para esta estación del año que generalmente tiene en promedio concentraciones menores de clorofila-*a* (fig. 4a, b). Estos altos niveles de clorofila-*a* en la CC fueron también medidos por Schwing *et al.* (2002) en el invierno de 2002 frente a las costas de California, con valores superficiales > 0.50 mg m^{-3} en aguas oceánicas. Estos autores atribuyeron el incremento en biomasa del fitoplancton a la intensificación de las surgencias costeras por arriba de lo normal, relacionada con anomalías climáticas presentes en el Océano Pacífico. El aumento en la biomasa del fitoplancton en este período parece estar también relacionado con la baja abundancia en la biomasa del macrozooplancton de origen templado, y a la ausencia de especies subtropicales frente a Baja California ocasionada por las inusuales condiciones frías en 2002 (Schwing *et al.* 2002).

A partir de 2003 las concentraciones medias de la clorofila integrada disminuyeron hasta tres veces con relación a los años anteriores (fig. 4b), al parecer como resultado de El Niño moderado que se presentó en la región de la CC (Venrick *et al.* 2003). Sin embargo, esta disminución en la clorofila-*a* continuó en la zona de IMECOCAL al menos hasta 2006, con tendencia a aumentar a partir de 2007. Gaxiola Castro *et al.* (2008) propusieron que el cambio en la concentración de clorofila a partir de 2003 y hasta 2006 estuvo relacionado con el ingreso extraordinario de agua de menor salinidad desde el subártico, que invadió durante varios años la región de la CC desde las costas de Canadá hasta las de Baja California (Venrick *et al.* 2003, Durazo *et al.* 2005).

El efecto de las altas concentraciones de clorofila-*a* en la región IMECOCAL en 2002, considerado como La Niña (Schwing *et al.* 2002), y su posterior disminución a partir de 2003 cuando se presentó un El Niño débil (Venrick *et al.* 2003), se extendió de norte a sur en la región de estudio (fig. 5a-c). A 50 m de profundidad la concentración de clorofila incrementó a lo largo de las estaciones lejanas a la costa, lo que indicó una fertilización en toda la zona no necesariamente debida a la intensificación de los afloramientos costeros locales sino como un efecto más generalizado que llegó hasta la región oceánica.

Producción primaria

De 1998 a 2006 la región IMECOCAL mostró grandes diferencias en la producción primaria medida en la zona eufótica, desde valores muy bajos en aguas oceánicas ($\sim 0.10 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) hasta los más altos ($\sim 12.0 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) en estaciones cercanas a la costa (fig. 6a). Esto se observó además en las concentraciones de clorofila-*a* medida en los experimentos de producción primaria, con valores desde cerca de 0.2 mg m^{-3} en las estaciones alejadas de la costa hasta de $\sim 10 \text{ mg m}^{-3}$ en las zonas más cercanas a la costa (fig. 6b). La razón de asimilación del carbono por unidad de biomasa (P^B) presentó también un intervalo muy amplio, desde valores cercanos a $0.1 \text{ mgC mgCl a}^{-1} \text{ h}^{-1}$ hasta $\sim 15 \text{ mgC mgCl a}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (fig. 6c). La tendencia general de P^B fue hacia valores máximos subsuperficiales (5 m a 25 m) que disminuyeron por debajo de 50 m de profundidad (fig. 6c) debido a la reducción en la fotosíntesis por la baja irradiancia presente en zonas profundas.

La producción primaria integrada en la zona eufótica (P_{int} ; $\text{mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) varió en el tiempo de manera diferente (fig. 7) a la biomasa del fitoplancton (clorofila-*a*) integrada en la columna de agua (fig. 4b). Los valores de P_{int} fueron mayores du-

rante 1999 y 2000, con tendencia a disminuir hasta 2002, cuando tuvieron un ligero incremento al final del año, con una variación similar durante 2003 (fig. 7). En general, la distribución espacial del promedio de P_{int} de 1998–2006 tuvo valores altos ($>100 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) en las zonas cercanas a la costa (fig. 8), con una tendencia muy similar a la clorofila a 10 m de profundidad (fig. 2a). Los valores más altos de P_{int} ($>150 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) se obtuvieron para la región sur frente a Punta Abrejos dentro del Golfo de Ulloa. La isolínea de $60 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ estuvo muy asociada con la distribución espacial de 0.5 mg m^{-3} de clorofila-*a*. Con base en la distribución espacial de P_{int} para 1998–2006 se podría considerar que los valores mayores a $60 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ representan condiciones mesotróficas del fitoplancton en la región IMECOCAL para este período de estudio, lo que equivaldría aproximadamente a una producción diaria media de $\sim 0.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Las relaciones entre la biomasa del fitoplancton (clorofila-*a*) y la producción primaria, ambas integradas en la zona eufótica, tuvieron una distribución similar en las cuatro estaciones del año (fig. 9a–d). Se observó un fuerte agrupamiento de los datos con valores de $P_{int} < 100 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ y de clorofila integrada entre 10 mg m^{-2} y 50 mg m^{-2} . Esto indicó una condición mayormente mesotrófica en la región IMECOCAL, comparable a regiones de los océanos con surgencias costeras, como lo han establecido Carr (2002) y Carr y Kearns (2003). En general, los valores de $P_{int} > 150 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ estuvieron asociados a concentraciones de clorofila-*a* integrada cercanos y mayores a 50 mg m^{-2} , presentes mayormente en las estaciones cercanas a las costas, aunque con alta dispersión de P_{int} desde 20 a $200 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ a esta concentración de clorofila. Debido a que la red de monitoreo IMECOCAL no visitó estaciones muy costeras ($< 20 \text{ km}$ de la costa) y a que por el esquema de muestreo no se hicieron experimentos de P_{int} en localidades costeras y de baja profundidad ($< 1000 \text{ m}$), los valores tanto de P_{int} como de clorofila medidos *in situ* representan mayormente a zonas intermedias. Con base en la clasificación de regiones tróficas relacionadas con clorofila-*a*, la media de P_{int} en la región oligotrófica fue de $49 \pm 29 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, con $69 \pm 39 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en la mesotrófica (fig. 10a, b) y de $128 \pm 50 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en la eutrófica, aunque esta última con menor cantidad de observaciones (fig. 10a–c). Al relacionar todos los datos de P_{int} obtenidos de 1998–2006 se obtuvieron valores mayormente agrupados $\sim 50 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ y de clorofila-*a* integrada de $\sim 20 \text{ mg m}^{-2}$ (fig. 11). Esta P_{int} sería aproximadamente equivalente a un promedio general de $0.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para la P_{int} diaria en la región IMECOCAL, para todos los años muestreados (1998–2006) y en todas las estaciones del año.

Esto puede utilizarse como una referencia comparativa con otras zonas de los mares mexicanos y en otras regiones con condiciones hidrográficas diferentes a esta región de estudio.

Anomalías estacionales de la clorofila-a

El primer modo de variabilidad de CLA en las FEOs retuvo el 19% de la varianza total (fig. 12a). La variación temporal del primer modo mostró una dominancia de la señal anual en CLA (fig. 12b). El ajuste armónico de la serie temporal explicó el 63% de la varianza total. La serie de tiempo indica que el máximo de CLA ocurrió de abril a julio, correspondiente a la época de surgencias costeras en la región IMECOCAL (Durazo *et al.* este volumen) y el mínimo de septiembre a febrero, cuando las surgencias disminuyen o se debilitan completamente (Pérez-Brunius *et al.* 2007). En general, se registraron anomalías negativas de CLA durante e inmediatamente después de El Niño 1997–1998, lo cual también es consistente con la tendencia mostrada en la figura 4b. Las anomalías positivas fueron mayores durante La Niña 1999, así como en 2000, 2002, 2003, menores en 2005, y en 2006 sólo en la región costera, mientras que en la región oceánica se detectaron valores muy bajos (fig. 12a, b). Las anomalías positivas de CLA en 2003, 2005 y 2006 contrastan con las anomalías negativas de los valores integrados de la clorofila-a medida en la columna de agua y descritas para esos años por Gaxiola Castro *et al.* (2008). Los modos segundo y tercero (datos no mostrados) explicaron 10% y 5% de la varianza, sin una tendencia específica en la serie temporal.

En general se registraron anomalías negativas de CLA durante e inmediatamente después de El Niño 1997–1998, a pesar de que para ese período se tuvieron condiciones positivas del índice costero de surgencia (Espinosa-Carreón *et al.* 2004). Esto es consistente con altos índices de surgencia estimados durante El Niño, sin un cambio considerable en el crecimiento del fitoplancton ya que la nutriclina se hace más profunda y mantiene a las concentraciones altas de nutrientes inorgánicos disueltos por debajo de la zona eufótica (Chavez 1996, Chavez *et al.* 2002).

CONCLUSIONES

A partir de la clorofila-a medida a 10 m de profundidad durante las campañas del programa IMECOCAL y la información del sensor remoto SeaWiFS

se identificaron tres regiones tróficas del ecosistema pelágico frente a Baja California: una región eutrófica mayormente cercana a la costa con concentraciones $>1.0 \text{ mg m}^{-3}$, una mesotrófica entre las zonas costeras y oceánicas con valores entre $\geq 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ y $\leq 1.0 \text{ mg m}^{-3}$, y una tercera, oligotrófica, presente principalmente en la zona oceánica con concentraciones de clorofila-*a* $< 0.25 \text{ mg m}^{-3}$. La amplitud y permanencia de estas regiones tróficas se modificó en relación a los procesos que predominaron en cada zona, principalmente debido a la variabilidad regional y estacional de las surgencias costeras, al ciclo El Niño-La Niña y a los cambios en la dirección e intensidad del flujo dominante de la CC. La distribución espacial media de la clorofila de 1997–2007 derivada del sensor remoto SeaWiFS (CLA) proporcionó información similar y complementaria a la obtenida de la clorofila-*a* medida *in situ* durante las campañas oceanográficas.

Existió una fuerte señal estacional en la variabilidad de la clorofila-*a* medida en la zona de estudio de 1998 a 2007, caracterizada por concentraciones menores en los meses de otoño e invierno (máximos entre 0.5 a 1.0 mg m^{-3}), con valores mayores en primavera y verano (máximos entre 2.0 y 5.0 mg m^{-3}). Esta tendencia fue ocasionalmente modificada en algunos períodos como El Niño-La Niña 1997–1999 y durante el incremento de clorofila-*a* en 2002 asociado con la presencia de La Niña. Esto fue particularmente evidente en enero de 2002 cuando se obtuvo la concentración media más alta de clorofila-*a* integrada en la columna de agua (100 m de profundidad) de 150 mg m^{-2} . Este valor fue al menos tres veces mayor que el obtenido en otros inviernos, y ligeramente superior al medido en primavera y verano de ese mismo año.

A partir de 2003 y al menos hasta 2006 la concentración media de clorofila-*a* en la columna de agua disminuyó hasta dos veces en toda la zona de estudio, como resultado del arribo de El Niño moderado en 2003, y posteriormente de 2003 a 2005 debido al ingreso anómalo de agua con baja salinidad originada en el subártico y transportada hasta frente a Baja California.

La producción *in situ* del fitoplancton determinada durante los períodos de muestreo fue muy variable, desde $5.0 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ hasta $\sim 250 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en otoño de 1999. No hubo una correspondencia muy estrecha entre la biomasa (clorofila-*a*) y la producción del fitoplancton, posiblemente debido a la diversidad y variabilidad en la abundancia del fitoplancton en la zona eufótica de la región. Esta variabilidad también se ve expresada en los diferentes procesos locales que dominaron en la zona IMECOCAL (costeros y oceánicos) y que perturban

el ecosistema pelágico en intensidad y permanencia a lo largo de la Península de Baja California. Además de la presencia de eventos como El Niño (La Niña) que modificaron la respuesta del fitoplancton en toda la zona, con valores bajos (altos) tanto de biomasa como de producción primaria. La mayor diferencia entre la biomasa y producción del fitoplancton se presentó durante 2002 y 2003, cuando en el primer año se observaron altas concentraciones de clorofila-*a* y bajos valores de producción primaria en invierno, primavera y verano, invirtiéndose ésta en 2003.

AGRADECIMIENTOS

El extenso y excelente trabajo de obtener información de producción primaria en los cruceros IMECOCAL no hubiera sido posible sin el apoyo de los numerosos estudiantes, técnicos e investigadores involucrados en este programa de investigación, así como del capitán y la tripulación del *B/O Francisco de Ulloa* del CICESE. La lista de quienes participaron en esta tarea es muy extensa, como valiosa ha sido su labor desarrollada en el mar. Agradecemos especialmente el trabajo de Rafael Morales, Víctor Macías, Geraldine García, Anabel Rodríguez, Citlali Sánchez, Javier Álvarez, Daffne López, Leticia Ramírez y Eduardo González. El programa IMECOCAL y las becas de los estudiantes participantes en el período 1998–2007 fueron financiados por los proyectos CONACYT G0041T, G35326T, 47044, SEP-CONACYT 2003-C02-42569, SEP-CONACYT 23947, SEMARNAT-CONACYT 23804 y SIP-IPN 20060413.

REFERENCIAS

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell GB. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816.
- Barnes RA, Holmes AW, Barnes WL, Esaias WE, McClain CR, Svitek T. 1994. SeaWiFS Prelaunch Radiometric Calibration and Spectral Characterization. En: Hooker SB, Firestone ER, Acker JG (eds.). NASA Tech. Memo. 104566, vol. 23. NASA Goodard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 55 pp.
- Barocio-León OA, Millán-Nuñez R, Santamaria-del-Angel E, González-Silvera A. 2007. Phytoplankton primary productivity in the euphotic zone of the California Current System estimated by CZCS imagery. *Cienc. Mar.* 33: 59–72.

- Carr ME. 2002. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Res. II* 49: 59–80.
- Carr ME, Kearns EJ. 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Current Systems. *Deep-Sea Res. II* 50: 3199–3221, doi: 10.1016/j.dsr2.2003.07.015.
- Chavez FP. 1996. Forcing and biological impact of onset of the 1992 El Niño in central California. *Geophys. Res. Lett.* 23: 265–268.
- Chavez FP, Pennington JT, Castro CG, Ryan JP, Michisaki RP, Schlining B, Walz P, Buck KR, McFadyen A, Collins CA. 2002. Biological and chemical consequences of the 1997–1998 El Niño in central California waters. *Progr. Oceanogr.* 54: 205–232.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G, Lavaniegos B, Castro-Valdéz R, Gómez-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.
- Durazo R, Ramírez AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 25–57.
- Emery WJ, Thomson RE. 2001. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Segunda Edición. Elsevier. New York. Pp. 319–344.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039, doi: 10.1029/2003JC002105.
- Espinosa-Carreón TL, Cepeda-Morales J, Gaxiola-Castro G. 2007. Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California. En: Hernández de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. SEMARNAT-INE, CICESE. Pp. 293–304.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S. 1991. Relative assimilation numbers of phytoplankton across a seasonally recurring front in the California Current off Ensenada. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 32: 91–96.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De la Cruz-Orozco ME, Millán-Núñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Gaxiola-Castro G, De la Cruz-Orozco ME, Nájera-Martínez S, Martínez-Gaxiola MD, Rodríguez-Gamboa A. 2010. Nutrientes: procesos locales y de gran escala. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 209–225.

- Holm Hansen O, Lorenzen C, Holmes R, Strickland J. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer* 30: 3–15.
- Kahru M, Mitchell BG. 2000. Influence of the 1997-98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27: 2937–2940.
- Kahru M, Mitchell BG. 2002. Influence of the El Niño-La Niña cycle on satellite-derived primary production in the California Current. *J. Geophys. Res.* 29, 1846, doi:10.1029/2002GL014963.
- Kirk JTO. 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems* (2nd Edition). Cambridge Univ. Press, London. 401 pp.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current System: the seasonal variability of physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.
- Millán-Núñez R, Alvarez-Borrego S, Trees C. 1996. Relationship between deep chlorophyll maximum and surface chlorophyll concentration in the California Current System. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 37: 241–250.
- Parsons TR, Maita Y, Lalli CM. 1984. *A manual of chemical and biological methods of seawater analysis*. Pergamon Press. 173 pp.
- Peláez J, McGowan JA. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.* 31: 212–225.
- 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.
- Platt T, Hoepffner N, Stuart V, Brown C (eds.) 2008. *Why Ocean Colour?. The Societal Benefits of Ocean-Colour Technology*. IOCCG. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. No. 7, IOCCG. Dartmouth, Canadá. 141 pp.
- Santamaría-del-Angel E, Millán-Núñez R, González-Silvera A, Muller-Karger F. 2002. The color signature of the Ensenada Front and its seasonal and interannual variability. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 43: 155–161.
- Schwing FB, Bograd SJ, Collins CA, Gaxiola-Castro G, García J, Goericke R, Gómez Valdés J, Huyer A, Hyrenbach KD, Kosro PM, Lavaniegos BE, Lynn RJ, Mantyla AW, Ohman MD, Peterson WT, Smith RL, Sydeman WJ, Venrick E, Wheeler PA. 2002. The State of the California Current, 2001-2002: will the California Current keep its cool, or is El Niño looming?. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 43: 31–73.
- Venrick E, Hayward TL. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CalCOFI surveys. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 25: 7–79.
- Venrick E, Bograd SJ, Checkley D, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hunter J, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegos BE, Mantyla A, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler

- PA. 2003. The State of the California Current, 2002-2003: Tropical and subarctic influences vie for dominance. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 44: 28–60.
- Yentsch CS, Menzel DW. 1963. A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep-Sea Res.* 10: 221–231.
- Zaytsev O, Cervantes Duarte R, Montante O, Gallegos García A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *J. Oceanogr.* 59: 489–502.

Variabilidad estacional e interanual del zooplancton

BE Lavaniegos¹, I Ambriz-Arreola¹, CM Hereu^{1,2},
LC Jiménez-Pérez^{1,3}, JL Cadena-Ramírez¹, P García-García⁴

RESUMEN

Se caracterizó la variabilidad estacional e interanual del zooplancton del ecosistema pelágico frente a la costa occidental de Baja California utilizando la serie de tiempo de muestreos de zooplancton oceánico realizados por IMECOCAL durante 1997–2007. Se presentan por primera vez datos de abundancia con frecuencia trimestral para 17 grandes taxones del holozooplancton (medusas, sifonóforos, ctenóforos, quetognatos, pterópodos, heterópodos, poliquetos pelágicos, cladóceros, ostrácodos, copépodos, anfípodos hipéridos, eufáusidos, decápodos, apendicularias, doliólidos, salpas y pirosumas) y siete del meroplancton (cefalópodos, larvas de poliqueto, larvas de cirripedio, estomatópodos, larvas de equino-

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada, Baja California 22860 berlav@cicese.mx.

² Dirección actual: El Colegio de la Frontera Sur, Unidad Chetumal. Apartado Postal 424 Chetumal, Quintana Roo 77000. clarahereu@hotmail.com

³ Dirección actual: Centro Universitario de la Costa. Universidad de Guadalajara Av. Universidad 203, Delegación Ixtapa. Puerto Vallarta, Jalisco 48280. ljimenez@cuc.udg.mx.

⁴ Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias. Carretera Tijuana-Ensenada km 107. Apartado Postal 1653. Ensenada, Baja California 22800.

dermo, huevos y larvas de peces). Estos datos evidencian una variabilidad estacional estrechamente asociada a la actividad de surgencias al norte de Punta Baja (30°N) y a la variabilidad en la circulación de gran escala en la región central (24°–30°N). No se encontró menor variabilidad estacional en la región central con respecto a la región norte como sugeriría el esquema clásico de una disminución latitudinal gradual hacia el ecuador. Por el contrario, la región central presentó una fuerte estacionalidad en muchos de los taxones. Los máximos de salpas y quetognatos durante otoño e invierno sugieren fuerte influjo de aguas ecuatoriales y del Pacífico tropical oriental. Se documentan los cambios faunísticos asociados a los eventos de El Niño 1997–1998 y La Niña 1998–1999. El eufáusido *Nyctiphanes simplex* tuvo una influencia similar en la comunidad costera en ambos extremos climáticos, mientras que los copépodos *Nannocalanus minor* y *Subeucalanus pileatus* fueron abundantes durante El Niño, y *Calanus pacificus* durante La Niña. Las comunidades faunísticas fueron muy similares durante la fase de transición (relajamiento de El Niño) y La Niña, aunque en la región central se registró una influencia importante de copépodos del género *Clausocalanus* y de la salpa *Thalia orientalis* durante la fase de transición. El otro evento interanual significativo durante el periodo de estudio fueron cuatro años de baja salinidad superficial que iniciaron con una intrusión de agua subártica en julio de 2002 causando una disminución del zooplancton seguida por una rápida y sostenida recuperación durante 2004–2007. Se requiere desarrollar series de tiempo a nivel de especies para analizar posibles escenarios pelágicos derivados del cambio climático.

Palabras clave: zooplancton, eufáusidos, copépodos, El Niño, cambio climático, Corriente de California

ABSTRACT

The seasonal and inter-annual variability of zooplankton was characterized in the pelagic ecosystem off the western coast of Baja California using the oceanic zooplankton time-series gathered by IMECCAL during 1997–2007. For the first time abundance data are shown with quarterly frequency for 17 major holozooplankton taxa (medusae, siphonophores, ctenophores, chaetognaths, pteropods, heteropods, pelagic polychaetes, cladocerans, ostracods, copepods, hyperiid amphipods, euphausiids, decapods, appendicularians, doliolids, salps and pyrosomes), and seven meroplankton taxa (cephalopods, polychaete larvae, cirripedian larvae, stomatopods, echinoderm larvae, fish eggs and larvae). Seasonal variability was closely linked to upwelling in the region north of Punta Baja (30°N), and associated to the large-scale circulation in the central region

(24–30°N). No decrease was found in the seasonal variability of the central region in relation to the north as would suggest the classic scheme of gradual latitudinal decrease toward the equator. On the contrary, many taxa at the central region showed strong seasonal differences in abundance. Salps and chaetognaths maxima during fall and winter suggest a strong influx of equatorial waters as well as from the eastern tropical Pacific. Faunal changes were documented associated to El Niño 1997-98 and La Niña 1998-99. The euphausiid *Nyctiphanes simplex* had the same influence in the coastal environment at both climatic extremes, while copepods *Nannocalanus minor* and *Subeucalanus pileatus* were more abundant during El Niño while *Calanus pacificus* was during La Niña. Faunal communities were similar during the transition phase (after El Niño) and La Niña, although an important influence of *Clausocalanus* copepods and the salp *Thalia orientalis* was recorded in the central region during the transition phase. Another remarkable inter-annual event during the study period was the occurrence of four years with low surface salinity, which started with the intrusion of subarctic water in July 2002 and produced a collapse of zooplankton followed by a vigorous and continued recuperation from 2004–2007. Future work requires the development of time-series at species level to address possible scenarios in the pelagic environment derived from the climate change.

Keywords: zooplankton, euphausiids, copepods, El Niño, climatic change, California Current.

INTRODUCCIÓN

El estudio del zooplancton del Sistema de la Corriente de California (SCC) recibió un fuerte impulso con el surgimiento en 1949 del programa estadounidense CALCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations). Las principales investigaciones son derivadas del periodo 1951–1978, durante el cual CALCOFI realizaba un monitoreo extenso en los sectores frente a California y Baja California (42–23°N) del SCC, uno de los grandes ecosistemas de borde oriental. Presenta dos características principales: (1) un gradiente termohalino latitudinal (Reid *et al.* 1958, Lynn y Simpson 1987) que va propiciando el incremento de la proporción de biota tropical hacia el sur (Reid *et al.* 1978); y (2) un frente de surgencias que se forma de la costa hacia mar adentro por el forzamiento de los

vientos dominantes del noroeste (Huyer 1983) y que genera una alta productividad biológica.

La riqueza pesquera del SCC se debe a la productividad del plancton y ha motivado el estudio de los grupos más conspicuos del zooplancton. Entre las mayores contribuciones de CALCOFI a la caracterización biológica del SCC han sido los atlas de distribución de copépodos (Fleminger 1964, 1967), quetognatos (Alvariño 1965), eufáusidos (Brinton 1967, 1973), tunicados pelágicos (Berner 1967) y moluscos pelágicos (McGowan 1967). Los autores de estas contribuciones tuvieron como principal objetivo mostrar los patrones de distribución de las especies, percatándose de una gran variabilidad espacial en respuesta a las variaciones climáticas estacionales. En primavera (abril–junio), los vientos del noroeste contribuyen al fortalecimiento de la Corriente de California y a la intensificación de las surgencias a lo largo de la costa (Lynn *et al.* 2003). Es entonces cuando las especies de afinidad templada proliferan. El resto del año se mantiene el flujo principal hacia el ecuador pero su intensidad disminuye, permitiendo la incursión de agua ecuatorial desde el suroeste (Roden 1971). Así, desde fines del verano pero principalmente en otoño e invierno, tiene lugar el avance hacia el norte de la masa de agua ecuatorial con especies oceánicas asociadas al giro subtropical así como de especies del Pacífico tropical oriental (Brinton 1962).

Existen otros procesos climático-oceánográficos que operan a mayores escalas temporales. Se ha documentado la variabilidad interanual del zooplancton a lo largo del SCC (Bernal 1981, Roesler y Chelton 1987). Estos análisis han sido esenciales en la integración y definición de las diferentes regiones del SCC. Sin embargo, el zooplancton ha sido abordado solamente como volumen desplazado, el cual mostraba fuertes descensos durante los eventos conocidos como El Niño/Oscilación del Sur (ENOS). También se han analizado los cambios decadales, pero de manera separada por regiones. La serie de tiempo más completa corresponde a la región de la Cuenca del Sur de California (Southern California Bight), donde se reportó un decremento en la biomasa del zooplancton a partir de 1977 (Roemmich y McGowan 1995) que no fue tan contundente frente a Baja California (Lavaniegos *et al.* 1998). Sin embargo, la respuesta de los diferentes taxones ha sido variable y repercute de manera desigual en la biomasa. El biovolumen de zooplancton alcanza valores muy altos cuando se recolectan grupos gelatinosos y no necesariamente indica gran abundancia de copépodos y eufáusidos, que son fuente de alimento de peces y de otros depredadores pertenecientes al micro y macronecton (Lavaniegos y Ohman 2003, 2007).

En los atlas de CALCOFI solamente se ha documentado un evento El Niño englobando las regiones de California y Baja California, el de 1957–1959. Debido al recorte del monitoreo CALCOFI al sur de California (32–35°N) desde la década de los 1980s, se han investigado eventos posteriores sólo en regiones específicas, con incursiones aisladas frente al norte de Baja California entre 1981 y 1985 (Lavaniegos *et al.* 1998). Después de esta reducción en la extensión de los cruceros oceanográficos, sólo se publicó un estudio derivado de muestras de CALCOFI que expone los cambios en la distribución de eufáusidos durante 1983–84, incluyendo tanto la zona frente a California como frente a Baja California Norte (Brinton y Reid 1986). Las instituciones mexicanas realizaron cruceros aislados y de cobertura variable durante la década de 1980. Dichos cruceros permitieron documentar los cambios en la comunidad de copépodos durante El Niño 1982–1983 frente a Baja California Sur (Hernández-Trujillo 1999), así como en la de eufáusidos durante El Niño 1986–1987 (Gómez-Gutiérrez *et al.* 1995).

El programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) en sus inicios logró documentar el siguiente evento fuerte de El Niño, en 1997–98. Dicho evento alcanzó las costas de Norteamérica en julio de 1997 (Lynn *et al.* 1998), de manera que los cruceros IMECOCAL 9710 (septiembre–octubre de 1997) y 9801 (enero de 1998) muestran los cambios climáticos asociados a la fase cálida del ENOS (Durazo y Baumgartner 2002, Lavaniegos *et al.* 2002). En el presente estudio se denomina ciclo ENOS 1997–1999 al conjunto de eventos que tuvieron lugar desde la fase anómala de calentamiento (El Niño 1997–98) a la de enfriamiento (La Niña), que se detectó frente a Baja California desde Octubre 1998 (Durazo y Baumgartner 2002) y se prolongó hasta parte de 2000 (Durazo *et al.* 2001). La transición a condiciones frías fue rápida, de julio a octubre de 1998. La respuesta del zooplancton fue característica para Baja California. A diferencia de lo observado en aguas del sur de California (Lynn *et al.* 1998), en el sector bajacaliforniano durante la fase cálida la biomasa fue ligeramente alta y muy baja durante la fase de transición y La Niña (Lavaniegos *et al.* 2002). La determinación de grupos funcionales reveló una fuerte contribución de quetognatos y salpas durante El Niño 1997–1998 y la posterior transición a condiciones frías (Lavaniegos *et al.* 2002). La composición de especies durante el ciclo ENOS 1997–1999 presentó cambios drásticos en copépodos (Jiménez-Pérez y Lavaniegos 2004, Lavaniegos y Jiménez-Pérez 2006), eufáusidos (Ambríz-Arreola 2004, 2007, Linacre 2004) y salpas (Hereu *et al.* 2006).

Otro evento interanual de impacto significativo registrado en el Pacífico Norte fue la intrusión de agua subártica reportada en el verano de 2002 frente a la Isla de Vancouver (Freeland *et al.* 2003), Oregon (Gómez-Gutiérrez *et al.* 2007) y California (Bograd y Lynn 2003). Esta intrusión ocurrió casi simultáneamente con un evento débil El Niño 2002-2003 que se estaba desarrollando en el Pacífico central y oriental (Lagerloef *et al.* 2003) y ha sido difícil explicar la interacción entre estos dos fenómenos con causas y efectos aparentemente opuestos. La intrusión subártica también perturbó al sector frente a Baja California (Venrick *et al.* 2003, Durazo *et al.* 2005). Existen evidencias de una intensificación del giro del Pacífico Norte durante 2002 y principios de 2003 (Freeland y Cummins 2005) que favorecería la invasión de agua subártica en el SCC. Sin embargo, según Freeland y Cummins (2005) este fenómeno habría terminado en 2003, mientras que la presencia de agua superficial de baja salinidad afectó al SCC desde 2002 hasta 2006 (Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Lavaniegos 2009).

En el presente estudio se hace una síntesis sobre los efectos de los principales eventos interanuales que afectaron al zooplancton como son el ciclo ENOS 1997–1999 y la intrusión subártica en 2002, en el contexto del periodo 1997–2007. También se documentan por primera vez las variaciones estacionales de los grupos funcionales del zooplancton en términos de abundancia.

MÉTODOS

Recolección de muestras

La rutina de muestreo IMECOCAL comprende arrastres oblicuos de zooplancton en todas las estaciones oceanográficas del programa (ver fig. 1 de Durazo y Gaxiola-Castro este volumen). Los arrastres integran los 200 m superiores de la columna de agua o menos en estaciones someras (Smith y Richardson 1977). Se utilizó una red bongo de 500 μm de luz de malla cuyo diámetro cambió de 61 a 71 cm a partir de octubre de 2001. El volumen de agua filtrada se midió con un flujómetro en la boca de la red y fue de $461 \pm 164 \text{ m}^3$ (promedio \pm desviación estándar). Las muestras se fijaron en formaldehído al 4% neutralizado con borato de sodio.

Los cruceros IMECOCAL se han realizado cada trimestre desde septiembre de 1997, excepto en abril de 1998, octubre de 2006 y octubre de 2007. En tres cruceros la cobertura fue incompleta: el 9710 no cubrió apropiadamente la región

norte y en otros dos (0104 y 0704) no se muestreó la región central; en los demás la cobertura fue más o menos completa dependiendo de las condiciones climáticas, con un promedio de 77 muestras recolectadas por crucero.

Análisis de laboratorio

Se analizó la biomasa de zooplancton de todas las muestras ($n = 2773$) un mes después de terminado el crucero determinándose el volumen desplazado con un cilindro graduado. Para los análisis taxonómicos se seleccionaron únicamente las muestras nocturnas ($n = 1342$). Se identificaron los principales taxones o grupos funcionales, los cuales se contaron en una fracción ($1/8$, $1/16$ o $1/32$) utilizando un microscopio estereoscópico. En algunos de los grupos del zooplancton (copépodos, eufáusidos y salpas) se hicieron identificaciones a nivel de especie para ilustrar su variabilidad durante el ciclo ENOS. Adicionalmente se identificaron los eufáusidos de las muestras nocturnas de los cuatro cruceros de 2005. Se analizaron los adultos de toda la muestra y las larvas de una fracción ($1/8$) de ésta.

Análisis de datos

Los datos de zooplancton se estandarizaron con relación al volumen de agua de mar ($\mu\text{l m}^{-3}$ para la biomasa, ind m^{-3} para la abundancia). El biovolumen por individuo ($\mu\text{l ind}^{-1}$) se obtuvo mediante el cociente entre el volumen y la abundancia total de zooplancton.

Los datos de biomasa de zooplancton no tenían una distribución estadística normal, por lo que fueron transformados a logaritmos. Para algunos análisis se incorporaron datos del período 1950–1966 generados en el área de estudio por CALCOFI. Se usó un análisis de varianza factorial para comparar las biomásas de las estaciones del año (enero, abril, julio y octubre), las regiones norte (líneas 100–110) y central (líneas 113–137), y los periodos de monitoreo de CALCOFI (1951–1966) e IMECOCAL (1997–2007). También se efectuaron, para cada mes, contrastes *a posteriori* con la prueba de Tukey agrupando los datos por región y periodo. Debe mencionarse que durante el periodo 1951–1966 la red usada por CALCOFI era cónica de 1 m de diámetro y la profundidad de muestreo fue menor (140 m). Ohman y Smith (1995) estimaron un factor de equivalencia de 0.998 respecto a la biomasa de zooplancton con el método actual (Bongo de 0.71 cm y profundidad de muestreo de 210 m), es decir que estos volúmenes son aproxi-

madamente similares, lo cual valida la comparación entre dos diferentes periodos realizada en el presente estudio.

Para describir la variación estacional por grupos y por regiones se compararon las abundancias por mes con el ANOVA por rangos de Kruskal-Wallis. Con el fin de buscar tendencias de largo plazo en las abundancias de los grupos funcionales de zooplancton durante 1997–2007 se realizaron análisis de regresión lineal de las medias logarítmicas por crucero. Para tal efecto, se normalizaron los datos de abundancia con la función $\log(x+1)$.

Se combinaron datos de copépodos (88 spp.), eufáusidos (21 spp.) y salpas (12 spp.) para analizar los cambios de composición de especies durante el ciclo ENOS. Estos datos fueron publicados para cada grupo por separado (Jiménez-Pérez y Lavaniegos 2004, Hereu *et al.* 2006, Ambriz-Arreola 2007). La selección de especies para el presente estudio se hizo en función de su presencia en las muestras (>20% de en los casos de copépodos y eufáusidos y >10% para las salpas). Se analizó la información de 87 muestras nocturnas de los cruceros realizados entre septiembre de 1997 y abril de 1999. Con una matriz de 87×121 se calcularon índices de similitud de Bray-Curtis usando la transformación $\log(x+1)$ y estandarización de variables. A la matriz resultante se le aplicó un análisis de conglomerados y uno de escalamiento no-métrico multidimensional (ENMM) con el programa PRIMER (Clarke y Warwick 1994) usando como criterio de combinación el promedio de grupos.

RESULTADOS

Biomasa de zooplancton

La estimación de biomasa de zooplancton por medio del volumen desplazado es el método más sencillo; sin embargo, está sujeto a gran variabilidad en función de la composición específica. Entre los aspectos temporales se encuentra la variabilidad de alta frecuencia, como los movimientos circadianos del zooplancton en la columna de agua y los cambios estacionales. Aquí no se consideraron los cambios ocasionados por la migración vertical ni por la evasión de redes por el zooplancton que dan lugar a bajos volúmenes en muestreos matutinos. En cuanto a la variación estacional, para lograr una cobertura adecuada se requiere de realizar muestreos con una frecuencia al menos mensual. Existen datos históricos con frecuencias mensuales para el SCC, incluyendo Baja California, para el período 1951–1960 de

CALCOFI (fig. 1). La media (logarítmica) mensual muestra una evidente variación estacional, que también es afectada por variaciones interanuales y regionales. A pesar de la continuidad mensual del monitoreo de 1951 a 1960, existen vacíos en esta base de datos entre agosto y diciembre, mientras que entre enero y julio la cobertura es casi perfecta. A pesar de estos problemas de cobertura y de la marcada variación interanual resultan evidentes intervalos de biomasa alta y baja a lo largo del año, los cuales tienen su punto medio en el verano e invierno respectivamente. La fenología del máximo de biomasa difirió entre años y regiones (fig. 1a, b). Por ejemplo, en la región norte, durante 1953, 1956 y 1960 la biomasa se incrementó hasta en 2–3 veces comparada con la región central (fig. 1c). A pesar de estas “anomalías” en la región norte, durante más cruceros (56%) se encontró una mayor biomasa en la región central.

Después de 1960 la frecuencia de los cruceros de CALCOFI disminuyó a una escala trimestral y éstos sólo se realizaron regularmente en enero, abril, julio y octubre hasta 1966. Se compararon las biomásas medias de los cruceros trimestrales de 1951 a 1966 con los de los cruceros IMECOCAL (1997–2007). Al compararlas gráficamente (fig. 2) las medias estacionales por períodos y regiones no sugieren diferencias debido a los amplios intervalos de confianza asociados; sin embargo, un análisis trifactorial de varianza con dos factores temporales (trimestre y periodo) y uno espacial (regiones) demostró diferencias significativas (tabla 1). Las diferencias ocurrieron entre trimestres y regiones, mientras que no hubo diferencias en el largo plazo (periodos); no obstante existen interacciones significativas entre algunos de los factores considerados. Por ejemplo, durante el periodo 1951–1966 la biomasa de zooplancton fue consistentemente baja en invierno (enero) en ambas regiones de Baja California (fig. 3a). No ocurrió lo mismo en el periodo 1998–2007, cuando se observó un contraste regional (fig. 3b). Estas tendencias en la biomasa de zooplancton sugieren que en años recientes la región central ha sido más productiva durante los inviernos (tabla 2). Las diferencias entre periodos llegan a ser del 100% en gran parte del área y hasta del 500% en estaciones de la plataforma costera (fig. 3c).

En el verano (julio) se observaron contrastes regionales durante 1951–1966 (fig. 3d). En dicho periodo la región norte mostró un fuerte incremento con respecto al invierno y una distribución costa-océano. En el periodo 1998–2007 el gradiente costa-océano fue más intenso a lo largo de toda la península (fig. 3e), y estadísticamente la biomasa no mostró diferencias regionales significativas (tabla 2; fig. 3f).

Figura 1. Biomasa media (\pm intervalo de confianza al 95%) de zooplancton durante 1951–1960 frente a la costa occidental de la Península de Baja California en las regiones (a) norte (30–32°N) y (b) central (24–30°N), así como (c) la proporción entre ellas. Proporciones iguales = 1, valores positivos indican mayor biomasa en la región norte y negativos indican mayor biomasa en la región central. Los datos fueron transformados a logaritmos antes de calcular los promedios y posteriormente retransformados para calcular la proporción entre regiones.

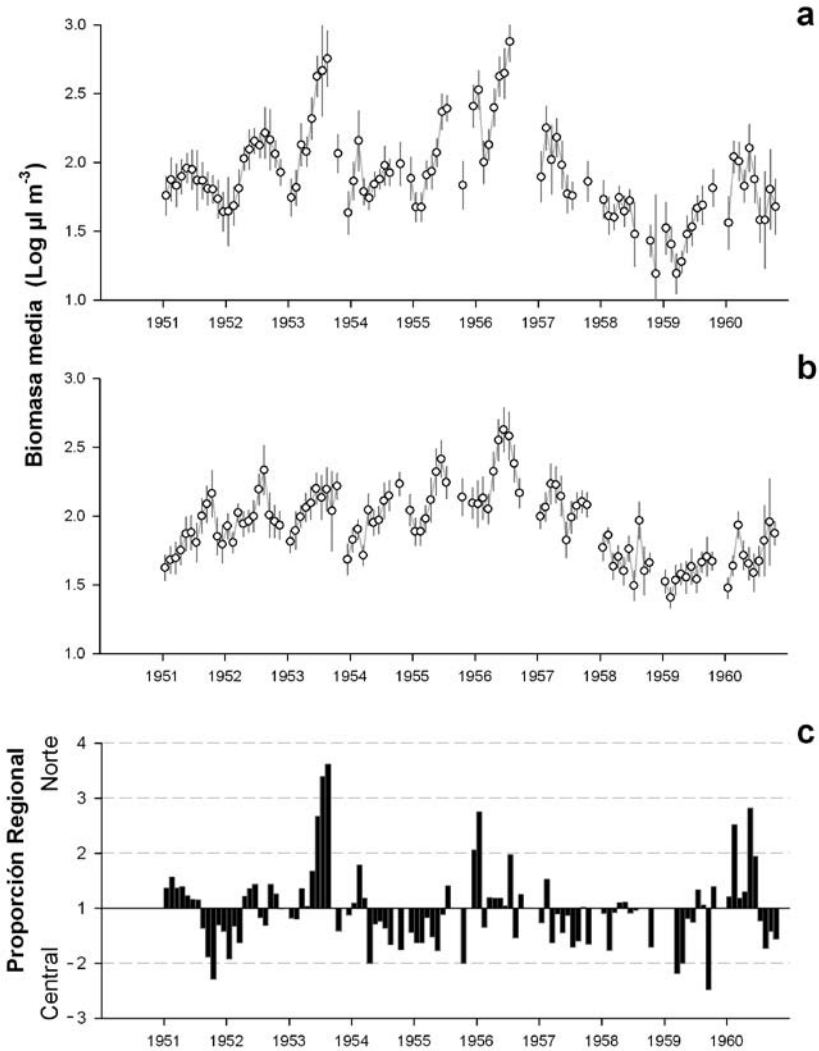


Tabla 1. Análisis de varianza trifactorial de la biomasa de zooplancton basado en los factores estación (enero, abril, julio, octubre), región (norte, central) y los periodos de monitoreo de CALCOFI (1951–1966) e IMECCAL (1997–2007). Los datos originales tienen unidades de $\mu\text{l m}^{-3}$ y fueron transformados a logaritmos para normalizarlos.

Factor	GL	F	P
Total	7482	119298	<0.001
Estacional	3	57.6	<0.001
Regional	1	24.8	<0.001
Periodos	1	0.1	0.743
Estacional-Regional	3	4.6	0.003
Estacional-Periodos	3	5.1	0.002
Regional-Periodos	1	28.6	<0.001
Estacional-Regional-Periodos	3	2.2	0.081
Error	7467		

Figura 2. Biomasa media (\pm intervalo de confianza al 95%) de zooplancton en las regiones (a) norte y (b) central en cruceros trimestrales de 1951–1966 y 1997–2007.

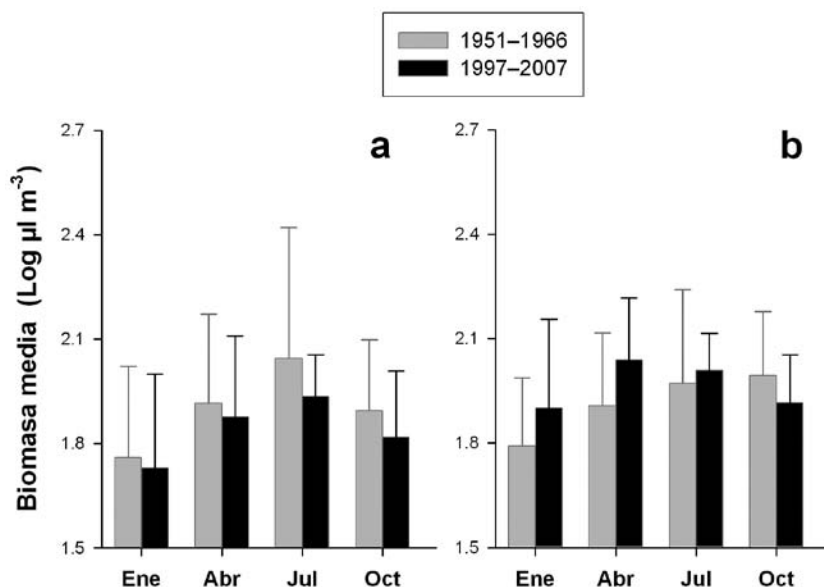
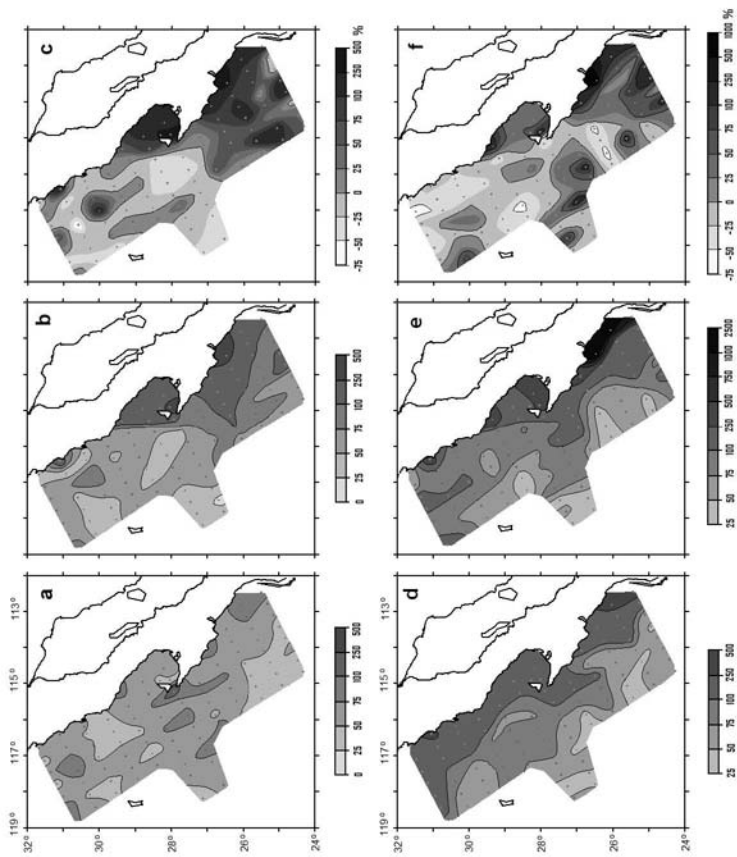


Figura 3. Distribución de biomasa de zooplancton ($\mu\text{l m}^{-3}$) basada en medias geométricas de cada estación de muestreo para todos los cruceros realizados en enero (a-c) y julio (d-f) durante los periodos 1951-1966 (CALCOFI; a, d) y 1998-2007 (IMECOCAL; b, e), así como la diferencia entre los dos periodos (c, f) en porcentaje de disminución o incremento en el periodo IMECOAL respecto al periodo CALCOFI.



Las tendencias estacionales fueron robustas gracias al elevado número de datos utilizados en las comparaciones estadísticas. Sin embargo, la biomasa medida no es suficiente para caracterizar las variaciones estacionales, ya que ésta es una variable altamente sensible a la composición taxonómica de los organismos. Existen numerosos organismos gelatinosos en el zooplancton con altas tasas reproductivas que dan lugar a poblaciones densas con un fuerte impacto en el volumen del zooplancton, como se ha ilustrado con la ocurrencia de salpas en la región del sur de California (Lavaniegos y Ohman 2003).

Abundancia del zooplancton

En principio se comparó el volumen de zooplancton con la abundancia total (fig. 4) para el periodo 1998–2007, seleccionando sólo las biomásas de estaciones nocturnas. Se encontró una estrecha correlación entre ambas variables, que se confirmó con un coeficiente de correlación altamente significativo ($r^2 = 0.561$, $P < 0.001$). Este comportamiento fue similar en el tiempo. Tanto la biomasa (fig. 4a, g) como la abundancia total (fig. 4c, i) mostraron una tendencia creciente, no obstante se encontraron diferencias puntuales interesantes. La más evidente se observó durante 2002: en la región norte la biomasa tuvo cambios abruptos, de medias bajas en enero y abril pasó a una media alta en julio (fig. 4a), mientras que de abril a octubre las abundancias observadas fueron altas (fig. 4c); en cambio en la región central también en enero se presentaron biomásas bajas, pero no en abril, y la biomasa máxima de julio fue menor a la observada en la región norte (fig. 4g), mientras que la abundancia total tuvo un valor alto en abril y luego tendió a reducirse dramáticamente durante el resto de 2002 hasta alcanzar un mínimo en enero de 2003 (fig. 4i).

Sólo en el caso de la región norte el volumen por individuo (fig. 4e) mostró una ligera tendencia a disminuir ($r^2 = 0.011$, $P = 0.026$) sugiriendo que la proporción de organismos pequeños se ha ido incrementando en años recientes. En la región central, el volumen individual no mostró una tendencia de largo plazo (fig. 4k), con una media de $2.7 \mu\text{l ind}^{-1}$ en 1997–2007. Sobresalen dos grandes anomalías positivas (fig. 4l) correspondientes a los cruceros 9810 y 0504, que sin embargo reflejan situaciones diferentes: en octubre de 1998 (9810) los organismos pequeños como copépodos (fig. 5a–b) y larvas de eufáusidos (fig. 5c–d) experimentaron una reducción, pero las salpas mantuvieron un nivel alto en la región central (fig. 6e–f); b); en abril de 2005 (0504) abundaron los organismos gelatinosos

relativamente grandes como dolióidos (fig. 6c–d), sifonóforos (fig. 7c–d) y ctenóforos (fig. 7g–h).

Figura 4. Series de tiempo para las regiones norte (a–f) y central (g–l) de: biomasa de zooplancton (a, g) y sus anomalías (b, h); abundancia total de zooplancton (c, i) y sus anomalías (d, j); volumen individual (e, k) y sus anomalías (f, l). Las anomalías se calcularon por diferencia con las medias estacionales.

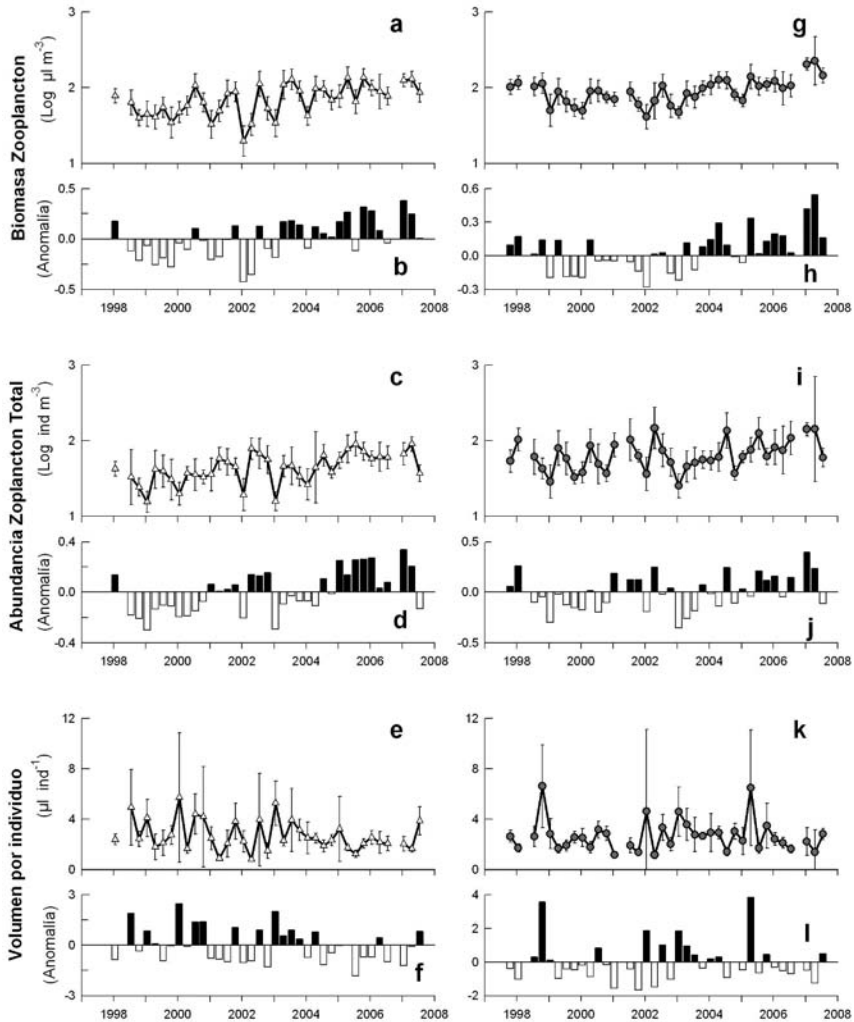


Figura 5. Abundancia media (\pm intervalo de confianza al 95%) de diferentes grupos de crustáceos en las regiones norte (a, c, e, g, i, k, m, o) y central (b, d, f, h, j, l, n, p) frente a Baja California: copépodos (a–b), eufáusidos (c–d), ostrácodos (e–f), anfípodos (g–h), decápodos (i–j), estomatópodos (k–l), cladóceros (m–n) y larvas de cirripedio (o–p).

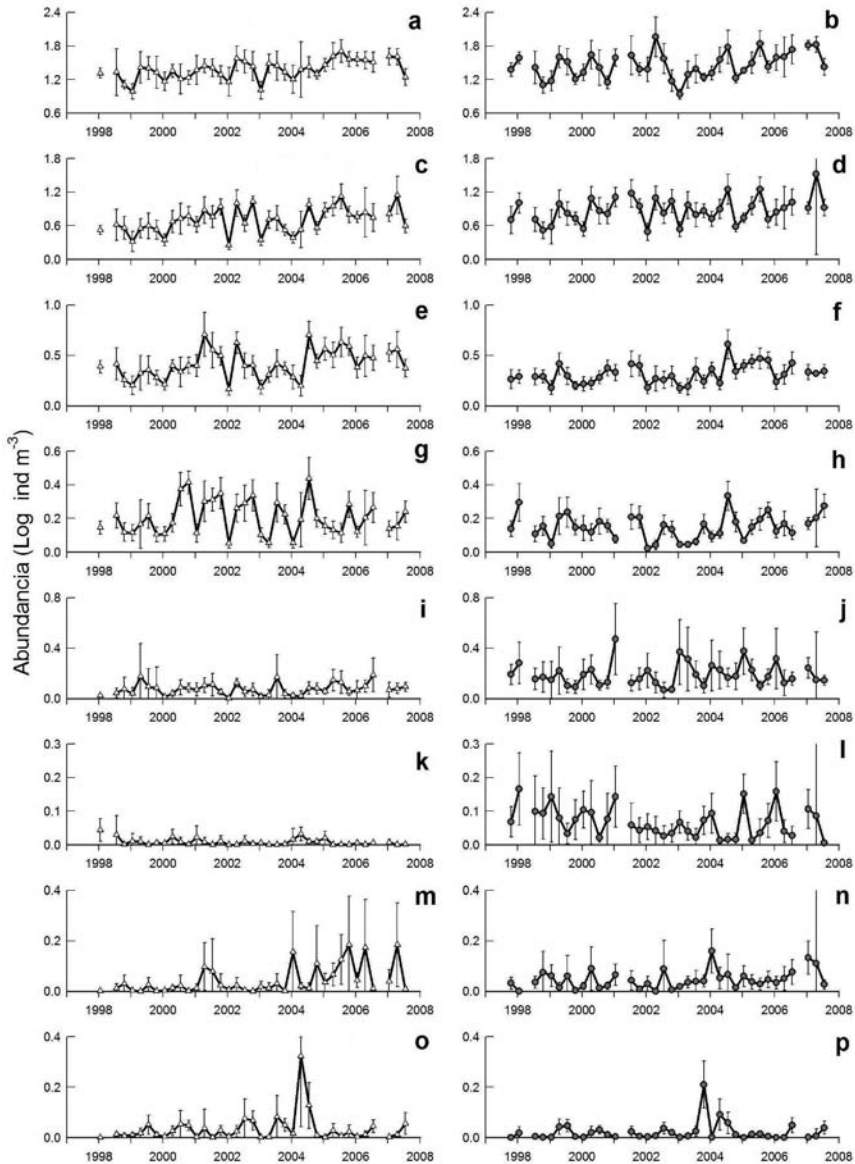


Figura 6. Abundancia media (\pm intervalo de confianza al 95%) de tunicados, moluscos y poliquetos pelágicos en las regiones norte (a, c, e, g, i, k, m, o) y central (b, d, f, h, j, l, n, p) frente a Baja California: apendicularias (a–b), doliólidos (c–d), salpas (e–f), pirosomas (g–h), pterópodos (i–j), heterópodos (k–l), cefalópodos (m–n) y poliquetos (o–p).

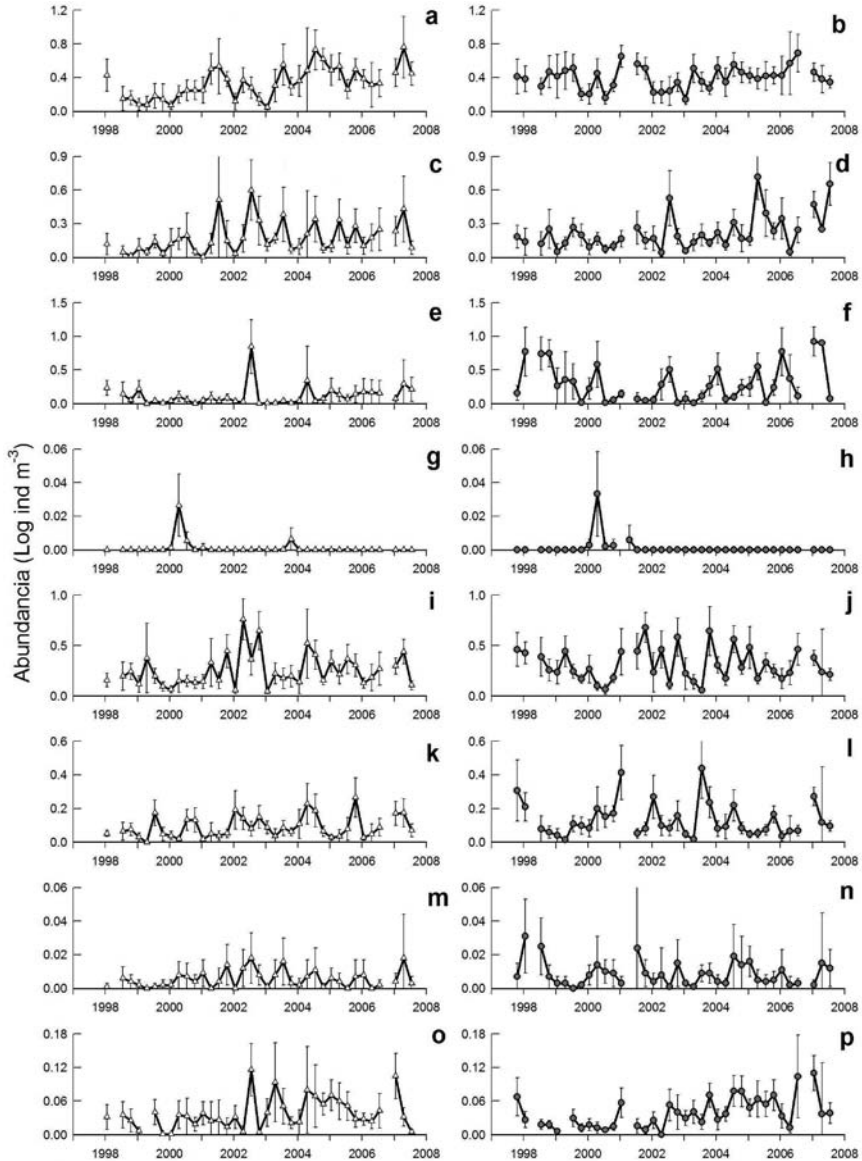
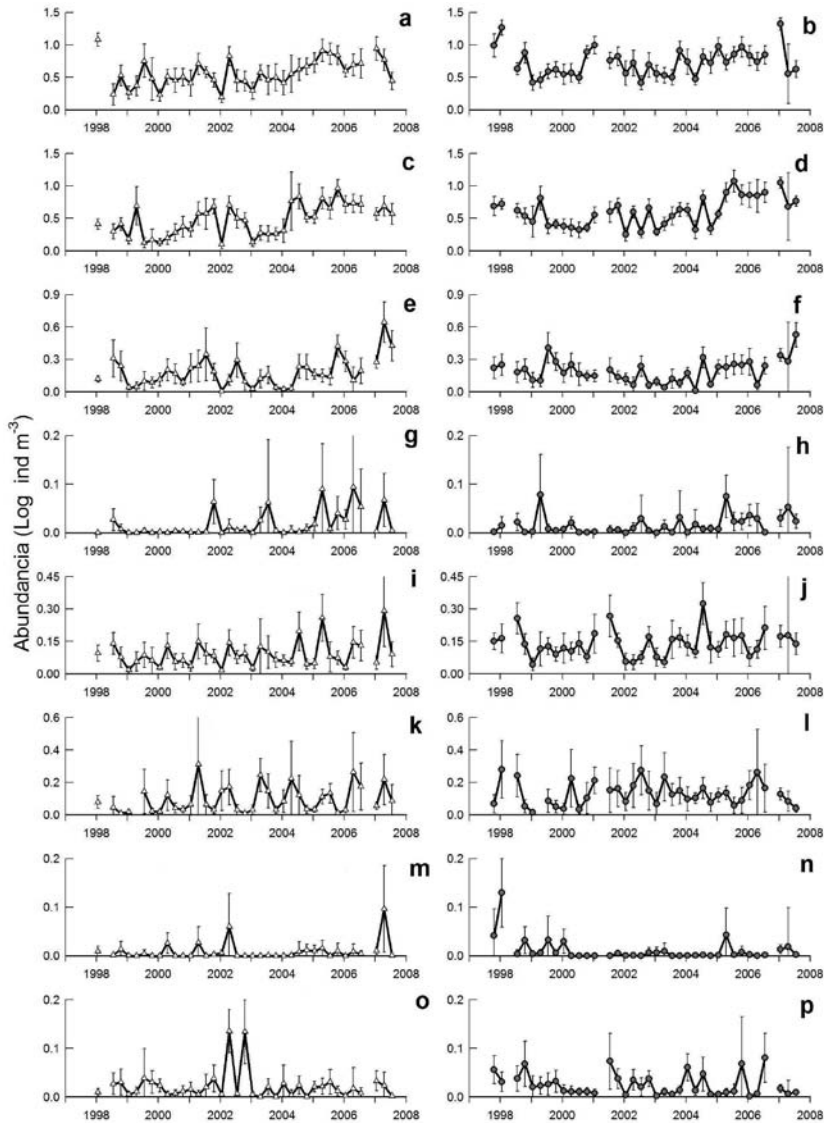


Figura 7. Abundancia (media \pm intervalo de confianza al 95%) de depredadores y meroplankton en las regiones norte (a, c, e, g, i, k, m, o) y central (b, d, f, h, j, l, n, p) frente a Baja California: quetognatos (a–b), sifonóforos (c–d), medusas (e–f), ctenóforos (g–h), larvas de peces (i–j), huevos de peces (k–l), larvas de equinodermo (m–n) y larvas de poliqueto (o–p).



Sucesión estacional

Aunque todos los grupos funcionales estuvieron presentes a lo largo del año (figs. 5–7), sus abundancias máximas ocurrieron con distinta fenología. La secuencia estacional estuvo ligada a la temporada de surgencias, pero los diferentes organismos del zooplancton al tener tasas reproductivas variables no incrementan su abundancia simultáneamente. A continuación se describe de manera más detallada la sucesión estacional de grupos funcionales de zooplancton por regiones.

En la región norte se encontró la mayor sincronía durante la temporada de surgencias que corresponde a primavera y verano (fig. 8). Ocho taxones, entre ellos tres de depredadores (quetognatos, sifonóforos y ctenóforos) y el ictioplancton, tuvieron su mayor abundancia en abril (fig. 8a). La mayoría de los grupos pastoreadores mantuvieron poblaciones muy numerosas tanto en primavera como en verano (fig. 8b). Los únicos grupos que repuntaron hasta julio fueron salpas y medusas (fig. 8c). Las últimas poblaciones en incrementarse en la región norte fueron las de anfípodos y heterópodos (fig. 8d). Todos estos grupos mostraron diferencias estacionales significativas con la prueba de Kruskal-Wallis ($P < 0.01$). Solamente tres taxones (estomatópodos, cefalópodos y larvas de poliquetos) no mostraron diferencias significativas entre los meses del año, en parte por su escasa presencia en la región norte.

Las semejanzas con la región central se limitaron a seis de los 23 taxones (fig. 9). Los copépodos y eufáusidos coincidieron en sus máximas abundancias en abril y julio (fig. 9d). Sin embargo, otros grupos que se alimentan de partículas en suspensión (apendicularias, doliólidos, salpas, pterópodos) mostraron tendencias discrepantes entre regiones. Por ejemplo, las salpas iniciaron la sucesión estacional en la región central al presentar su máxima abundancia en enero–abril (fig. 9b), contrastante con un máximo en julio para la región norte (fig. 8c). En contraste, los doliólidos mostraron un retraso en la región central al aumentar hasta julio (fig. 9e), y el retraso fue aún mayor en los pterópodos que no repuntaron sino hasta otoño (fig. 9g). También se encontraron diferencias regionales entre los depredadores, ya que los quetognatos tuvieron su mayor presencia en otoño–invierno en la región central (fig. 9g). Entre los grupos cuya variabilidad estacional no resultó significativa en la región central se contaron apendicularias y sifonóforos, junto con otros menos abundantes (decápodos, poliquetos pelágicos y cefalópodos).

Figura 8. Medias estacionales (\pm intervalo de confianza al 95%) de abundancia de zooplancton (Log ind m^{-3}) durante el periodo 1998–2007 en la región norte. Los taxones están ordenados en grupos que presentaron su máxima abundancia en (a) abril, (b) abril–julio, (c) julio y (d) julio–octubre. Se usaron distintas escalas para los taxones con el fin de resaltar la tendencia estacional.

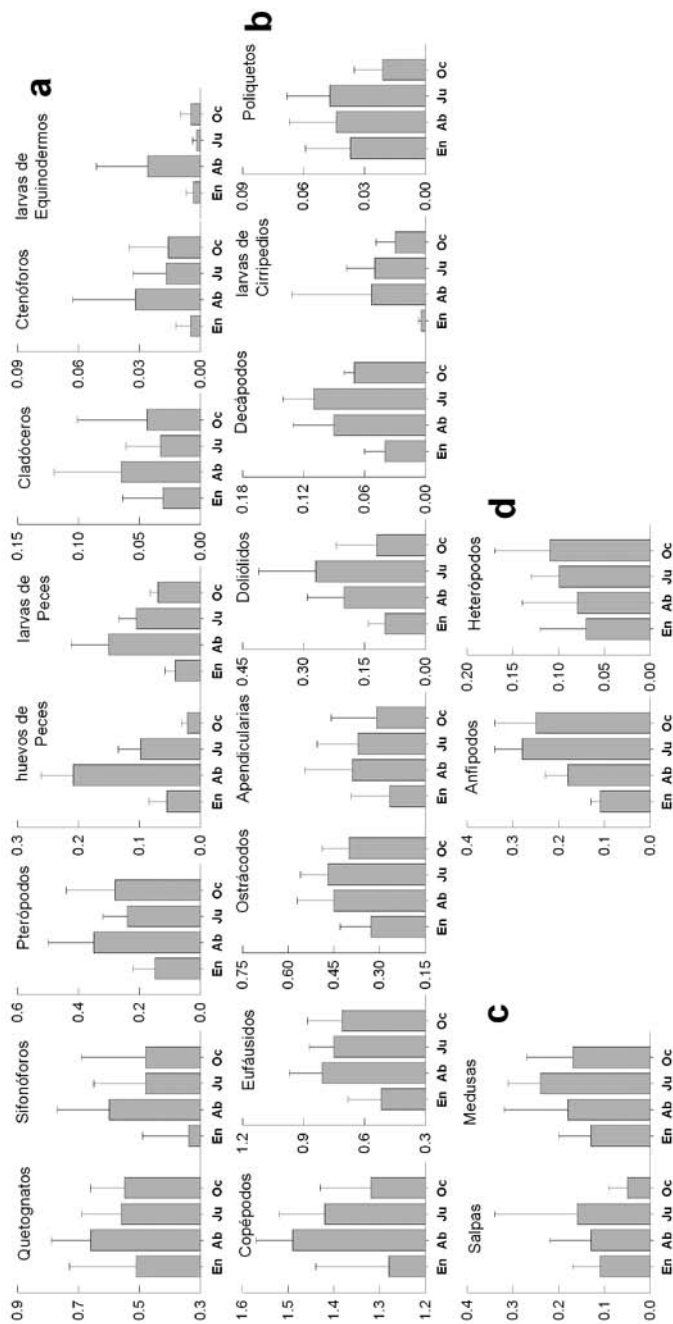
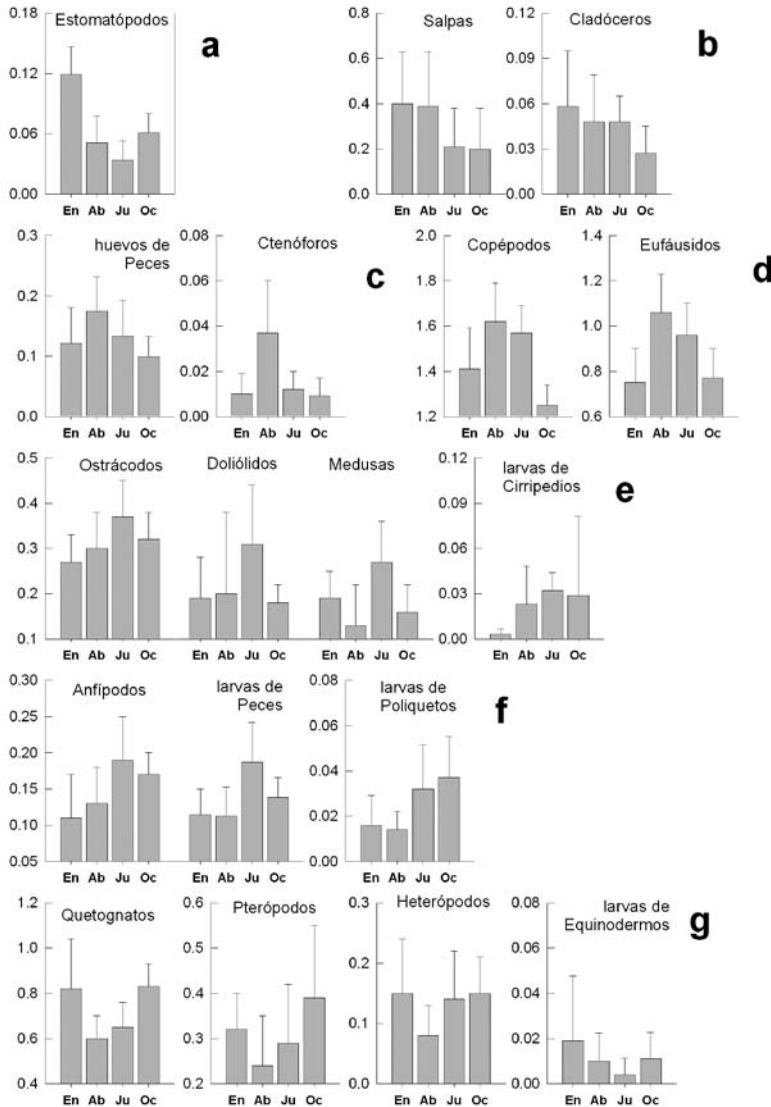


Figura 9. Medias estacionales (\pm intervalo de confianza al 95%) de abundancia de zooplancton (Log ind m^{-3}) durante el periodo 1997–2007 en la región central. Los taxones están ordenados en grupos que presentaron su máxima abundancia en (a) enero, (b) enero–abril, (c) abril, (d) abril–julio, (e) julio, (f) julio–octubre y (g) octubre–enero. Se usaron diferentes escalas para los taxones con el fin de resaltar la tendencia estacional.



Resulta notable encontrar esta sucesión estacional dentro de los grupos funcionales, en los que se mezclan especies templadas y tropicales cuyas tendencias en distribución son opuestas atenuando los cambios de abundancia. Una mayor resolución podrá obtenerse a nivel de especie, ya que cada una tiene adaptaciones particulares al medio pelágico. Aunque no se cuenta con series de tiempo para todo el periodo 1997–2007 es posible ejemplificar la variación estacional de eufáusidos a nivel de especie para los cruceros de 2005 que fue un año relativamente normal.

En la región norte, la mayoría de las 21 especies de eufáusidos analizadas no mostraron diferencias estacionales significativas. Entre las especies que sí presentaron diferencias con la prueba de Kruskal-Wallis ($P < 0.05$) algunas eran muy abundantes y presentaron sucesión iniciando con un máximo de *Thysanoessa gregaria* en enero–abril (fig. 10b), seguido en abril–julio por máximas abundancias de *Euphausia pacifica* y *Thysanoessa spinifera* (fig. 10d), seguidas a su vez por la máxima abundancia de *Euphausia gibboides* (fig. 10e) de julio a octubre. Todas estas especies son afines a la temporada de surgencias, cuando se presentan las temperaturas más frías. Al finalizar el año repuntó *Euphausia eximia* (fig. 10f), que se asocia con aguas más cálidas.

En la región central, un mayor elenco de especies mostró abundancias con diferencias estacionales significativas (13 contra sólo 8 especies en la región norte). Las únicas especies con una tendencia idéntica a prosperar en primavera-verano en ambas regiones fueron las asociadas a aguas más frías (*E. pacifica* y *T. spinifera*) (figs. 10d, 11b). En la región central también *T. gregaria* y *E. gibboides* tuvieron máximos en abril–julio (fig. 11b) en contraste con el desfase observado para estas dos especies en la región norte (fig. 10b, e). Esto se debe a su diferente distribución, ya que *T. gregaria* está más restringida a la región norte en otoño-invierno y avanza a lo largo de la costa hacia el sur en la temporada de surgencias (fig. 12a), mientras que *E. gibboides* es de afinidad oceánica (fig. 12b).

Variabilidad interanual

El SCC está sujeto a variabilidad interanual. Los eventos interanuales más sobresalientes del periodo 1997–2007 fueron el ciclo del ENOS 1997–1999 y la invasión de agua subártica en 2002 (ver fig. 10 de Durazo *et al.* este volumen).

Figura 10. Abundancia media (\pm intervalo de confianza al 95%) de eufáusidos (Log ind/1000 m³) durante 2005 en la región norte. Las especies están ordenadas en grupos que presentaron su máxima abundancia en (a) enero, (b) enero–abril, (c) abril, (d) abril–julio, (e) julio–octubre y (f) octubre–enero. *E.* = *Euphausia*, *S.* = *Stylocheiron*, *T.* = *Thysanoessa*. Se usaron diferentes escalas para las especies con el fin de resaltar la tendencia estacional.

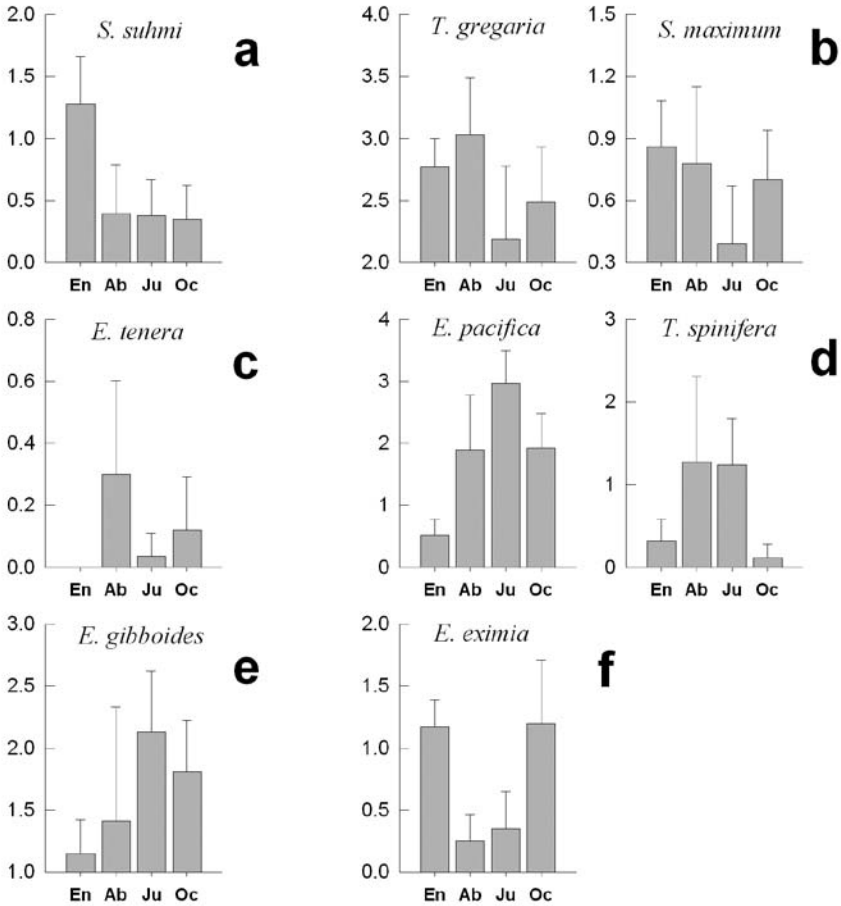


Figura 11. Abundancia media (\pm intervalo de confianza al 95%) de eufáusidos (Log ind/1000 m³) durante 2005 en la región central. Las especies están ordenadas en grupos que presentaron su máxima abundancia en (a) enero–abril, (b) abril–julio, (c) julio, (d) octubre y (e) julio–enero. *E.* = *Euphausia*, *Neb.* = *Nematobrachion*, *Nem.* = *Nematoscelis*, *Nyc.* = *Nyctiphanes*, *S.* = *Stylocheiron*, *T.* = *Thysanoessa*. Se usaron diferentes escalas para las especies con el fin de resaltar la tendencia estacional.

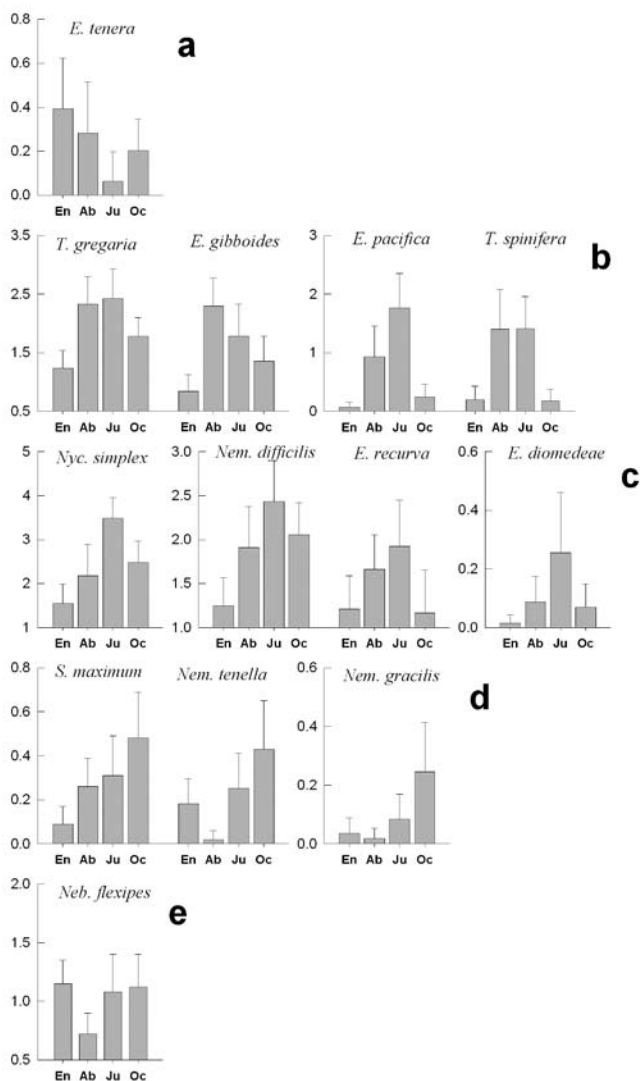


Figura 12. Distribución de (a) *Thysanoessa gregaria* y (b) *Euphausia gibboides* durante 2005.

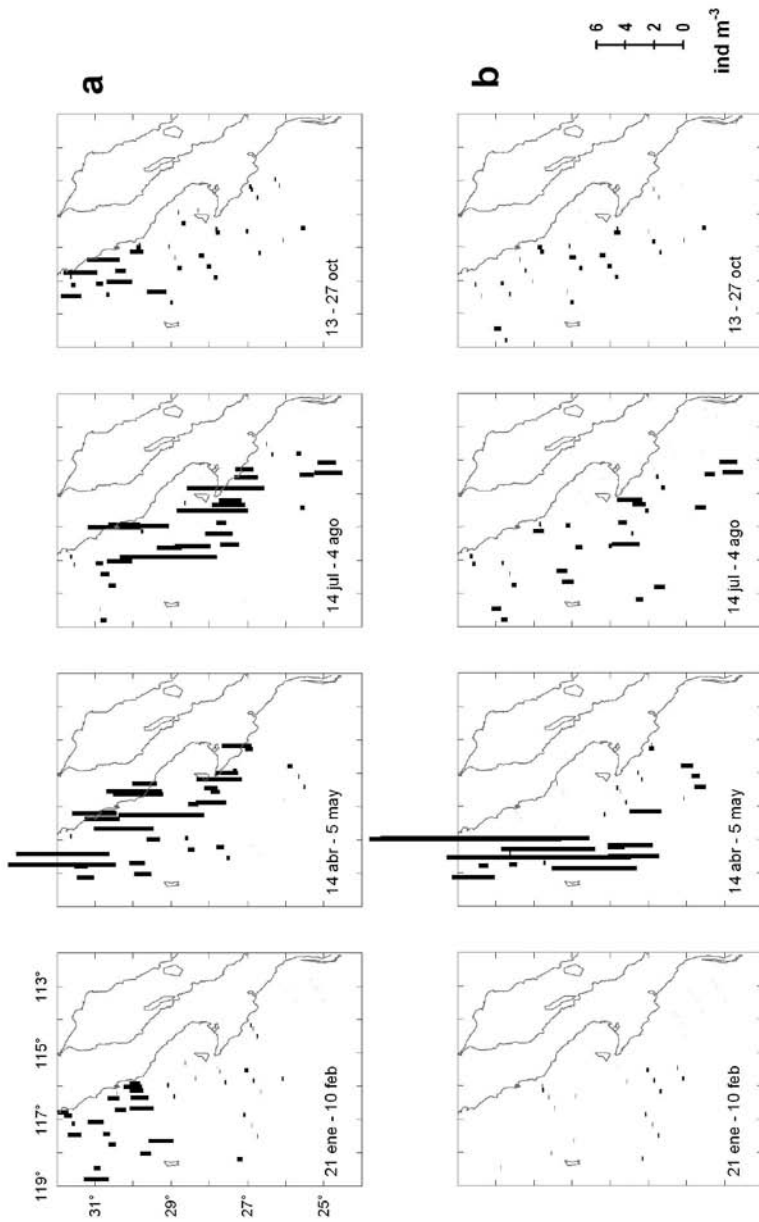
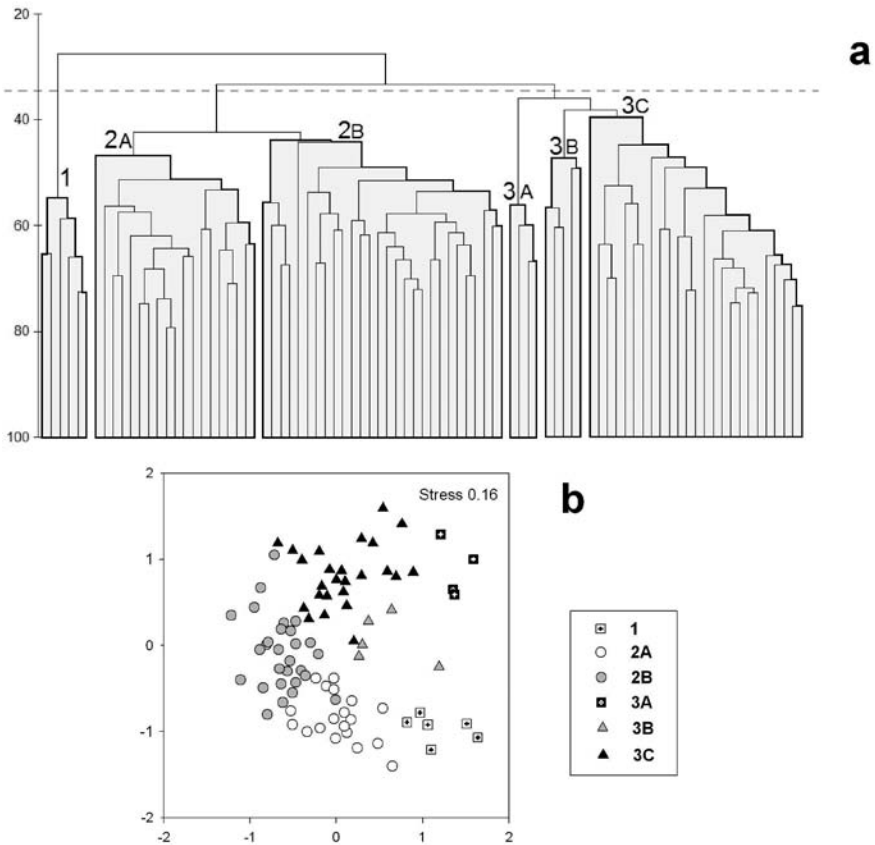


Figura 13. Conglomerados basados en el índice de similitud de Bray-Curtis. Se determinaron tres conglomerados en el dendrograma (a) realizando un corte a 35% de similitud. En el diagrama ENMM (b), se muestra la separación de los conglomerados y subgrupos. Las muestras correspondientes al período de transición (9807, 9810) y La Niña (9901, 9904) se concentraron en los dos primeros conglomerados, separándose la mayoría de las estaciones cercanas a la costa (1) del resto (2), que a su vez tuvo un subgrupo exclusivo de La Niña (2A) y otro de transición-La Niña (2B). Las muestras de la fase cálida (9710, 9801) estuvieron en el conglomerado 3, con los siguientes subgrupos: costero (3A), transición (3B) y El Niño (3C).

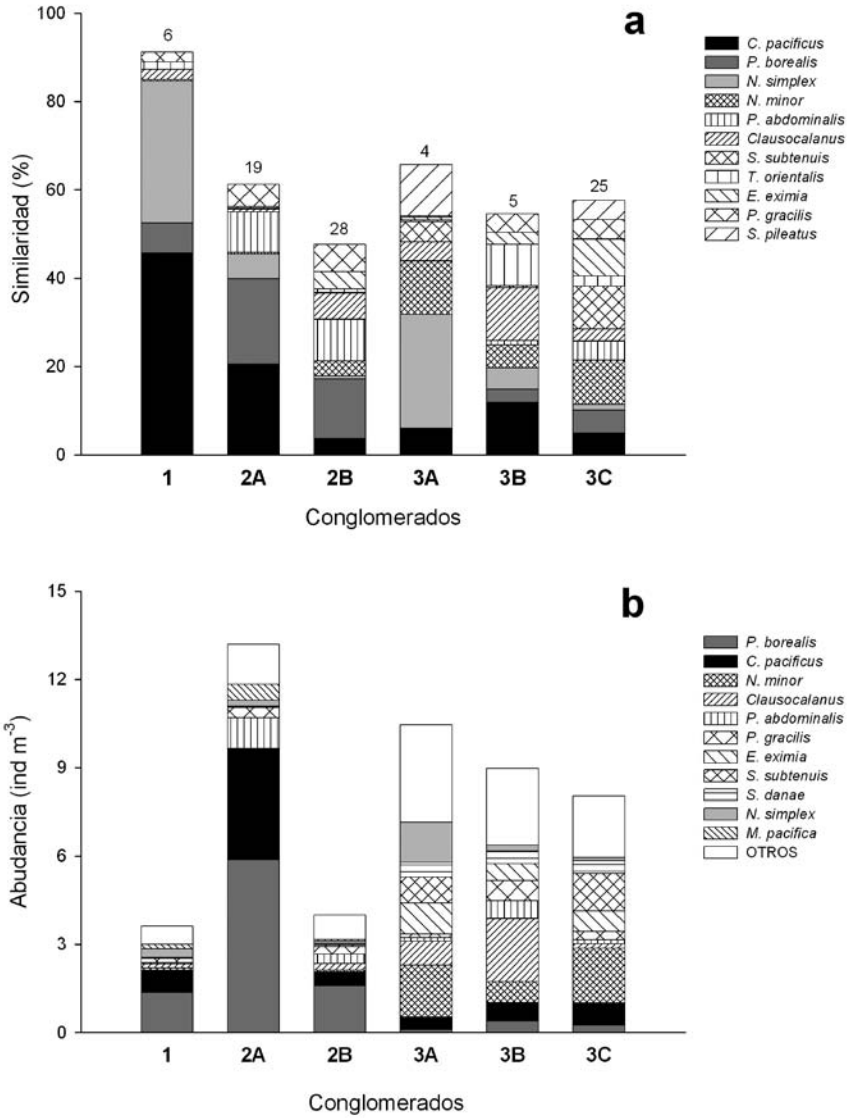


ENOS 1997–1999

La respuesta del zooplancton a las perturbaciones climáticas conocidas como El Niño 1997-1998 y La Niña 1998-1999 está bien documentada en Baja California para copépodos (Jiménez-Pérez y Lavaniegos 2004), salpas (Hereu *et al.* 2006) y eufáusidos (Ambriz-Arreola 2007); aquí sólo presentamos una síntesis de tales estudios. El análisis multivariado de los seis primeros cruceros IMECOCAL mostró tres agrupaciones al realizar un corte a 35% de similitud (fig. 13). Una de ellas (conglomerado 3) concentró todas las muestras de los cruceros 9710 y 9801 bajo la influencia de El Niño, mientras que las otras agrupaciones fueron una mezcla de muestras de los cruceros en la transición de la fase cálida a la fría (9807, 9810) y los de La Niña (9901, 9904). La diferencia entre los conglomerados 1 y 2 fue espacial más que temporal, ya que varias estaciones costeras se agruparon en el conglomerado 1 y las oceánicas en el 2. Las especies que más contribuyeron a la similitud en el conglomerado 1 fueron el copépodo *Calanus pacificus* y el eufáusido *Nyctiphanes simplex* (fig. 14a). Según el criterio de abundancia, las especies más importantes fueron los copépodos *Pleuromamma borealis* y *C. pacificus* (fig. 14b). Entre las estaciones oceánicas del conglomerado 2 (fig. 13) se observó un subgrupo selecto de La Niña (2A) y otro con mezcla de cruceros de transición y La Niña (2B). Se observó que la contribución de *C. pacificus* tanto en similitud como en abundancia fue alta en el subgrupo 2A (fig. 14a). *Pleuromamma borealis*, cuyos porcentajes de similitud fueron del mismo orden en ambos subgrupos, contribuyó sin embargo en mayor magnitud a la abundancia del subgrupo 2A.

En el conglomerado 3 también se observaron tres subgrupos (fig. 13), pero en todos ellos fue evidente una gran diversidad de especies. En el subgrupo costero 3A, *C. pacificus* contribuyó poco a la similitud (sólo 6% en comparación con 46% que contribuyó al conglomerado 1); en contraste, *Nannocalanus minor* fue más importante en este subgrupo con 12% de la similitud. En otro pequeño subgrupo (3B) se asociaron unas cuantas muestras de transición, todas ellas de la región central. La característica más sobresaliente en el subgrupo 3B fue la importante contribución a la similitud de los copépodos *Clausocalanus* y de la salpa *Thalia orientalis* (fig. 14a). En el grupo oceánico de El Niño (3C) la similitud máxima provino de los copépodos *Nannocalanus minor* y *Subeucalanus subtenuis*, y del eufáusido *Euphausia eximia* (fig. 14a).

Figura 14. Estructura de los conglomerados basada en (a) promedios de similitud y (b) medias geométricas de abundancia. Las especies enlistadas estuvieron entre las tres más importantes en alguno de los conglomerados.



Intrusión de Agua Subártica

Otro evento interanual de grandes proporciones durante el período de estudio fue la invasión de agua subártica que se inició probablemente en abril de 2002, cuando se observó un descenso de 0.08 en la salinidad superficial media de la región norte respecto a enero de ese mismo año, el cual continuó a lo largo del año acumulando para octubre de 2002 una reducción de 0.18. Promedios del periodo 1951–1984 indican que la salinidad superficial mínima en esta región ocurría típicamente entre enero y abril y la máxima en octubre con una diferencia relativamente baja entre ambos extremos (0.05). En la región central el mínimo y el máximo de salinidad durante 1951–1984 tuvieron lugar en meses distintos (julio y enero respectiva-

Tabla 2. Contrastes *a posteriori* con la prueba de Tukey de biomasa de zooplancton en cada mes agrupando los datos por región y periodo: CALCOFI (1951–1966) e IMECOCAL (1997–2007). Los grupos comparados se ordenaron en orden decreciente de la media geométrica ($\mu\text{l m}^{-3}$). Las diferencias entre grupos homogéneos fueron significativas con $\alpha = 0.05$.

Mes	Región	Periodo	N	Media geométrica	Grupos homogéneos	
Enero	Norte	IMECOCAL	255	54	x	
	Norte	CALCOFI	358	56	x	
	Central	CALCOFI	818	60	x	
	Central	IMECOCAL	478	78		x
Abril	Norte	IMECOCAL	180	72	x	
	Central	CALCOFI	936	80	x	
	Norte	CALCOFI	417	82	x	x
	Central	IMECOCAL	291	100		x
Julio	Norte	IMECOCAL	258	84	x	
	Central	CALCOFI	846	88	x	
	Central	IMECOCAL	553	100	x	x
	Norte	CALCOFI	389	108		x
Octubre	Norte	IMECOCAL	214	67	x	
	Norte	CALCOFI	324	79	x	x
	Central	IMECOCAL	440	80	x	x
	Central	CALCOFI	726	90		x

mente) y la diferencia entre ellos era mayor (0.23) debido a la influencia estacional de agua ecuatorial. En cambio, el volumen de agua subártica que ingresó en la región central de enero a abril de 2002 produjo una disminución en salinidad de 0.32 en sólo tres meses.

Esta perturbación causó un gran impacto en el zooplancton. En la sección de biomasa de zooplancton se describieron los cambios abruptos ocurridos en 2002 (fig. 4a, g). También se observaron cambios pronunciados en la comunidad del zooplancton (figs. 5–7). Por ejemplo, en la región norte las apendicularias (fig. 6a), dos depredadores (fig. 7a, g) y el ictioplancton (fig. 7i, k) disminuyeron en abundancia en julio de 2002, mientras que al mismo tiempo la gran abundancia de doliólidos, salpas, pterópodos y cefalópodos (fig. 6c, e, i, m) aparece asociada a la intrusión de agua subártica. En la región central se observó poca abundancia en la mayoría de los taxones. La influencia más notable del agua subártica ocurrió en los copépodos, los cuales fueron muy abundantes en abril de 2002 pero posteriormente decayeron drásticamente de julio de 2002 a febrero de 2003 (fig. 5b).

El agua superficial de baja salinidad se mantuvo durante cuatro años (2002–2006) frente a la costa occidental de Baja California y el zooplancton experimentó un incremento progresivo en biomasa y abundancia. Este repunte fue más notable en la región norte, donde un análisis de regresión lineal de la abundancia media para el periodo 1998–2007 mostró resultados significativos en varios grupos de zooplancton (tabla 3). Entre éstos se encontraron los principales pastoreadores (copépodos, eufáusidos, apendicularias, doliólidos) y grupos estrictamente carnívoros (quetognatos, sifonóforos, medusas y ctenóforos). En la región central estos cambios tuvieron menos casos estadísticamente significativos (tabla 4). De los cuatro grupos pastoreadores mencionados, tres mostraron una tendencia creciente, y de los cuatro carnívoros sólo los sifonóforos mantuvieron dicha tendencia. Contrastan los estomatópodos como el único grupo con una tendencia decreciente en la región norte (tabla 3) y las larvas de equinodermos en la región central (tabla 4).

DISCUSIÓN

El ecosistema de la Corriente de California es sumamente dinámico y de su estudio han surgido grandes contribuciones a la oceanografía biológica (Fleminger 1964, 1967; Alvaríño 1965; Berner 1967; Brinton 1967, 1973; McGowan 1967; Gómez-Gutiérrez *et al.* 1995; Hernández-Trujillo 1999; Jiménez-Pérez

Tabla 3. Análisis de regresión lineal basado en la abundancia de grupos funcionales de zooplancton durante 1998–2007 en la región norte. Los datos fueron transformados a logaritmos antes de calcular las medias por crucero ($n = 36$). Los taxones se ordenaron según el valor decreciente de r^2 , resaltando en negritas los que resultaron significativos ($\alpha = 0.05$). Se excluyó el crucero 9710 debido al bajo número de datos en la región norte.

Taxón	m	Y_0	r^2	P
Apendicularias	0.040	-79.781	0.352	<0.001
Sifonóforos	0.050	-99.690	0.331	<0.001
Copépodos	0.034	-66.511	0.295	0.001
Cladóceros	0.010	-20.382	0.253	0.002
Ctenóforos	0.004	-8.701	0.203	0.005
Eufáusidos	0.036	-71.024	0.193	0.007
Ostrácodos	0.021	-40.715	0.156	0.015
Quetognatos	0.030	-59.049	0.144	0.020
Medusas	0.018	-36.227	0.141	0.022
Estomatópodos	-0.001	2.644	0.119	0.037
Doliólidos	0.017	-33.667	0.108	0.047
Poliquetos pelágicos	0.003	-6.510	0.099	0.061
Heterópodos	0.007	-13.427	0.081	0.087
Larvas de peces	0.006	-12.367	0.080	0.090
Huevos de peces	0.008	-15.838	0.073	0.112
Decápodos	0.003	-6.335	0.037	0.251
Pterópodos	0.011	-21.941	0.035	0.269
Pirosomas	0.000	0.572	0.030	0.302
Larvas de equinodermos	0.001	-2.549	0.030	0.303
Salpas	0.009	-18.455	0.028	0.318
Cefalópodos	0.000	-0.563	0.025	0.352
Larvas de cirripedios	0.003	-5.510	0.018	0.426
Larvas de poliquetos	-0.001	1.385	0.004	0.709
Anfípodos	0.001	-0.871	0.000	0.932
Abundancia Total	0.040	-78.145	0.303	<0.001

Tabla 4. Análisis de regresión lineal basado en la abundancia de grupos funcionales de zooplancton durante 1997–2007 en la región central. Los datos fueron transformados a logaritmos antes de calcular las medias por crucero (n = 36). Los taxones se ordenaron según el valor decreciente de r^2 , resaltando en negritas los que resultaron significativos ($\alpha = 0.05$). Se excluyó el crucero 0104 debido al bajo número de datos en la región central.

Taxón	m	Y_0	r^2	P
Poliquetos pelágicos	0.005	-9.916	0.262	0.001
Sifonóforos	0.037	-73.252	0.219	0.003
Doliólidos	0.025	-50.700	0.209	0.004
Ostrácodos	0.012	-24.543	0.132	0.027
Larvas de equinodermos	-0.003	5.904	0.130	0.029
Copépodos	0.027	-53.108	0.111	0.044
Eufáusidos	0.027	-53.262	0.111	0.044
Cladóceros	0.004	-7.998	0.100	0.057
Estomatópodos	-0.005	9.571	0.092	0.068
Ctenóforos	0.002	-3.752	0.081	0.089
Apendicularias	0.010	-19.186	0.042	0.221
Cefalópodos	0.000	1.001	0.038	0.244
Larvas de poliquetos	-0.001	3.023	0.036	0.258
Pirosomas	0.000	0.726	0.035	0.267
Medusas	0.007	-13.912	0.035	0.268
Quetognatos	0.010	-19.011	0.017	0.449
Larvas de peces	0.003	-5.153	0.015	0.470
Larvas de cirripedios	0.002	-2.998	0.013	0.507
Heterópodos	-0.004	7.200	0.010	0.564
Anfípodos	0.002	-4.720	0.008	0.590
Decápodos	0.002	-2.906	0.002	0.783
Pterópodos	-0.003	5.467	0.002	0.783
Salpas	0.004	-6.922	0.001	0.828
Huevos de peces	0.000	-0.010	0.000	0.991
Abundancia Total	0.026	-50.098	0.133	0.026

y Lavaniegos 2004; Hereu y Lavaniegos 2006; Lavaniegos y Jiménez-Pérez 2006). Sin embargo, podrían derivarse investigaciones más amplias sobre zooplancton puesto que el material biológico recolectado por el programa CALCOFI y más recientemente por el programa IMECOCAL guarda considerable información potencial. Solamente del sector bajacaliforniano CALCOFI produjo 11,112 muestras de red bongo durante 1951–1985, mientras que IMECOCAL recolectó 2,773 en 1997–2007. Hasta ahora solamente la biomasa de zooplancton se ha analizado en el 100% de las muestras. Por eso es que las diferentes escalas temporales a las que opera el clima sólo pueden ser analizadas a la luz de esta variable. Así, el contraste entre los periodos de monitoreo (1951–1966 contra 1997–2007) mostró un incremento consistente en el periodo reciente para la región central de Baja California (fig. 3; tabla 2). El incremento de biomasa observado en 1997–2007 estuvo estrechamente relacionado con una recuperación del ecosistema después de la perturbación causada por la invasión de agua subártica (Gaxiola-Castro *et al.* 2008) y también por un incremento en las surgencias de 2005 a 2007 (PFEL data, Lavaniegos 2009). Esta masa de agua subártica fría y rica en nutrientes afectó al SCC en su conjunto, propiciando el desarrollo de grandes florecimientos de fitoplancton (Wheeler *et al.* 2003, Gaxiola-Castro *et al.* 2008). Sin embargo, la baja temperatura del agua subártica (Freeland *et al.* 2003, Venrick *et al.* 2003) afectó negativamente al zooplancton a lo largo del SCC (Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Lavaniegos 2009) reduciendo el pastoreo. Aparentemente los florecimientos senescentes de fitoplancton redujeron el oxígeno de la columna de agua como se reportó para la plataforma costera de Oregon (Wheeler *et al.* 2003). Especies templadas como el eufáusido *Thysanoessa spinifera* fueron más abundantes e incrementaron su tasa de producción de huevos, al igual que ocurrió, aunque en menor medida, con *Euphausia pacifica* (Gómez-Gutiérrez *et al.* 2007).

El incremento de biomasa de zooplancton posterior a la intrusión de agua subártica, junto con el significativo aumento de muchos de los grupos funcionales, hace pensar en un incremento generalizado en la productividad secundaria más que un cambio de estructura a nivel de grupos funcionales. El único grupo con tendencia descendente fueron los estomatópodos, pero estos no representaron una gran proporción en las muestras en comparación con la contribución de los grupos del holozooplancton. Evidentemente será necesario un análisis de especies para poder establecer el verdadero impacto en la estructura de la comunidad debido al agua subártica. En la región frente a Oregon Hoff y Peterson (2006) reportaron baja

riqueza de especies de copépodos asociada a la intrusión subártica anómala. La disminución de la riqueza de especies es una hipótesis a probar en Baja California, donde es de esperar mayor influencia tropical por El Niño 2002-2003 (Lagerloef *et al.* 2003) que confluyó con la intrusión subártica (Venrick *et al.* 2003, Durazo *et al.* 2005). Probablemente durante El Niño 2002-03 no se observen cambios tan drásticos en la composición de especies como los ocurridos durante El Niño 1997-1998 (Jiménez-Pérez y Lavaniegos 2004; Hereu *et al.* 2006), pero la señal de El Niño fue detectada por anomalías positivas de temperatura desde octubre de 2002 en la región central (Durazo *et al.* 2005). Los análisis preliminares de anfípodos hipéridos revelaron que durante julio 2002 las especies tropicales no penetraron en la región frente al norte de Baja California (Lavaniegos 2008), probablemente debido a la influencia de un gran remolino ciclónico (Soto-Mardones *et al.* 2004). Las características de este remolino fueron de agua subártica, y funcionó como un obstáculo para el desplazamiento de las especies tropicales hacia la región norte (Lavaniegos 2008).

Una de las limitaciones del monitoreo trimestral que realiza el programa IMECOCAL es que no permite resolver con detalle la variación estacional. Por ejemplo, no podemos tener la certeza de que el máximo de biomasa o abundancia de zooplancton ocurrió en abril o julio, ya que podría haber ocurrido en medio de este intervalo. Para ello resultan de gran utilidad los datos de la primera década de CALCOFI, que indicaron que este máximo es muy variable y en la región norte tiende a ocurrir entre mayo y agosto, mientras que en la región central tiende a presentarse entre junio y octubre. Por lo tanto, los cruceros de verano, casi siempre efectuados en julio, podrían considerarse indicativos de máxima productividad del zooplancton, mientras que los de enero serían de mínima productividad.

Los períodos productivos de los diferentes grupos de zooplancton pueden variar, como se mostró en este estudio. Es notable como los copépodos y eufáusidos, que por lo regular incrementan sus poblaciones en respuesta a los florecimientos de fitoplancton, tuvieron máximos muy definidos en abril y julio en ambas regiones (figs. 8b, 9d), y esto evidentemente está estrechamente asociado con la temporada de surgencias. En cambio, la diferencia regional del máximo de salpas sugiere que estos enjambres podrían estarse propagando de sur a norte, ya que los máximos ocurrieron en enero-abril en la región central (fig. 8c) cuando el flujo de la CC hacia el ecuador es más débil (Lynn y Simpson 1987), y se retrasa hasta el verano en la región norte (fig. 9b). También los quetognatos podrían presentar un avance de sur a norte ya que tuvieron su mayor abundancia en otoño-invierno en

la región central, mientras que en la región norte ésta ocurrió hasta la primavera (figs. 8a, 9g).

Evidentemente un análisis taxonómico más detallado a nivel de especies puede mostrar que hay especies con tendencias opuestas, por lo que los grupos funcionales no hacen sino reflejar el comportamiento de la especie o las especies dominantes. Las tendencias opuestas se observaron muy claramente en la variación estacional de los eufáusidos durante 2005 (figs. 10–11). El conjunto de especies que tienden a incrementar su abundancia en primavera-verano alcanza valores absolutos mucho mayores que el conjunto de especies que tienden a incrementar en otoño-invierno.

La descripción de la sucesión estacional por grupos funcionales presentada en este estudio es un aporte del programa IMECOCAL a la caracterización del área frente a las costas de Baja California del SCC. El reto ahora es desarrollar series de tiempo a nivel de especies del periodo IMECOCAL, al menos de los grupos que ejercen una mayor presión herbívora en la base de las redes tróficas del pelagial, como son los copépodos y eufáusidos. Hasta contar con esa información se podrá ofrecer una comparación más objetiva que incluya las observaciones de investigadores de los sectores norteños del SCC, así como establecer la conexión con cambios de largo plazo (Rebstock 2001, Mackas *et al.* 2001, Brinton y Townsend 2003, Lavaniegos y Ohman 2003, Peterson y Keister 2003).

CONCLUSIONES

- 1 Los datos mensuales de biomasa de zooplancton (1951–1960) indicaron que la temporada de alta producción ocurre entre mayo y agosto en la región norte y de junio a octubre en la región central, mientras que la temporada de baja producción es entre enero y marzo en ambas regiones. Por esta razón tanto los cruceros de julio como los de enero pueden considerarse los más representativos de estas temporadas en el plan trimestral de IMECOCAL.
- 2 Durante el periodo 1951–1966 la biomasa invernal fue similar en ambas regiones frente a Baja California, mientras que en 1998–2007 las mayores biomásas ocurrieron en la región central. Del contraste entre periodos se desprende que ha habido incrementos de 100% en estaciones oceánicas de la región central y hasta de 500% en estaciones de la plataforma costera en 1998–2007 respecto a 1951–1966.
- 3 En el verano se encontró una situación inversa: por un lado la región norte tuvo mayores biomásas que la central durante 1951–1966, mientras que el con-

traste entre periodos sólo se observó en la región norte, con una disminución de la biomasa de zooplancton en 1997–2007 respecto a 1951–1966.

- 4 A lo largo de todo el período 1997–2007 se observó una tendencia creciente en la abundancia de varios taxones de zooplancton, entre ellos de los principales grupos que se alimentan de partículas en suspensión (copépodos, eufáusidos, doliólidos) y los carnívoros (sifonóforos), en ambas regiones. Además, otros carnívoros (quetognatos, medusas, ctenóforos) también mostraron una tendencia creciente en la región norte.
- 5 En la región norte se encontró una mayor sincronía entre la temporada de surgencias (primavera y verano) y la abundancia máxima de los grupos funcionales más importantes.
- 6 Un mayor número de taxones presentaron diferencias estacionales significativas y una sucesión estacional más compleja en la región central, lo que sugiere un fuerte influjo oceánico tropical.
- 7 Uno de los eventos interanuales más importantes del período 1997–2007 fue el ciclo ENOS 1997–1999. El análisis multivariado combinando abundancias por especie de copépodos, eufáusidos y salpas mostró un mayor contraste entre los conglomerados costeros de El Niño y La Niña que entre los oceánicos.
- 8 En los conglomerados costeros las especies con mayor contribución a la similitud del grupo frío fueron *Calanus pacificus* y *Nyctiphanes simplex*, mientras que *N. simplex*, *Nannocalanus minor* y *Subeucalanus pileatus* contribuyeron más a la similitud del grupo cálido.
- 9 La mayoría de las muestras de la fase de transición quedaron agrupadas con las de La Niña en un gran conglomerado oceánico con *Pleuramma borealis* como la especie más común. Dentro de este conglomerado, un subconjunto más exclusivo de muestras tomadas durante La Niña presentó una mayor contribución en similitud dada por *C. pacificus*.
- 10 El conglomerado oceánico de El Niño mostró alta similitud debida a *N. minor*, *Subeucalanus subtenuis* y *Euphausia eximia*. Otro pequeño conglomerado de transición tuvo como especies más comunes a *Clausocalanus* spp., *C. pacificus* y *Thalia orientalis*.
- 11 Otro evento interanual sobresaliente del periodo 1997–2007 fue la presencia de baja salinidad durante cuatro años consecutivos (2002–2006), la cual produjo una reducción del zooplancton seguida por una continua recuperación de sus abundancias y biomásas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece ampliamente el trabajo de la tripulación del B/O Francisco de Ulloa y de los numerosos estudiantes que han participado en los cruceros IMECOAL en estos diez años. Damos un especial reconocimiento a JC Hernández-León, D López-Sánchez, S Mejía-Acosta, L Poncela-Rodríguez y O Ángeles-Reyes por su apoyo en el conteo de zooplancton. Esta investigación fue financiada por los proyectos CONACYT (47044, 23947); SEMARNAT-CONACYT (23804), UC-MEXUS (CN07-125) y CICESE (7451).

REFERENCIAS

- Alvariño A. 1965. Distributional Atlas of Chaetognaths in the California Current region. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas 3: 1–291.
- Ambriz-Arreola I. 2004. Distribución, abundancia y composición de la comunidad de eufáusidos, durante el invierno de 1998 (El Niño) y 1999 (La Niña) en el sector sur de la Corriente de California. Centro Universitario de la Costa Sur, Universidad de Guadalajara. 84 pp.
- Ambriz-Arreola I. 2007. Estudio multivariado de las comunidades de eufáusidos del sector sur de la Corriente de California durante el ciclo ENSO 1997–99. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California. 164 pp.
- Bernal P. 1981. A review of the low-frequency response of the pelagic ecosystem in the California Current. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 22: 49–62.
- Berner LD. 1967. Distributional Atlas of Thaliacea in the California Current region. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas 8: 1–322.
- Bograd SJ, Lynn RJ. 2003. Anomalous subarctic influence in the southern California Current during 2002. Geophys. Res. Lett. 30, 8020, doi:10.1029/2003GL017446
- Brinton E. 1962. The distribution of Pacific euphausiids. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 8: 51–270.
- Brinton E. 1967. Distributional Atlas of Euphusiacea (Crustacea) in the California Current region. Part I. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas 5: 1–275.
- Brinton E. 1973. Distributional Atlas of Euphusiacea (Crustacea) in the California Current region. Part II. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas 18: 1–336.
- Brinton E, Reid JL. 1986. On the effects of interannual variations in circulation and temperature upon the euphusiids of the California Current. UNESCO Tech. Papers Mar. Sci. 49: 25–34.

- Brinton E, Townsend A. 2003. Decadal variability in abundances of the dominant euphausiid species in southern sectors of the California Current. *Deep Sea Res. II* 50: 2449–2472.
- Clarke KR, Warwick RM. 1994. Change in marine communities: an approach to statistical analysis and interpretation. Plymouth Marine Laboratory, Plymouth.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Baumgartner TR, Bograd SJ, Collins CA, de la Campa S, García J, Gaxiola-Castro G, Huyer A, Hyrenbach KD, Loya D, Lynn RJ, Schwing FB, Smith RL, Sydesman 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, Gaxiola-Castro G, Lavaniegos BE, Castro-Valdez R, Gómez-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.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G. 2010. Introducción. 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. 13–18.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas en la Corriente de California frente a Baja California. 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. 25–57.
- Fleminger A. 1964. Distributional Atlas of calanoid copepods in the California Current region, Part 1. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas* 2: 1–313.
- Fleminger A. 1967. Distributional Atlas of calanoid copepods in the California Current region, Part 2. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas* 7: 1–213.
- Freeland HJ, Cummins PF. 2005. Argo: A new tool for environmental monitoring and assessment of the world's oceans, an example from the N.E. Pacific. *Progr. Oceanogr.* 64: 31–44.
- Freeland HJ, Gatién G, Huyer A, Smith RL. 2003. Cold halocline in the northern California Current: An invasion of subarctic water. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1141, doi: 10.1029/2002GL016663.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De la Cruz-Orozco ME, Millán-Núñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Respuesta del ecosistema pelágico a la variabilidad interanual del océano frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.

- Gómez-Gutiérrez J, Palomares-García R, Gendron D. 1995. Community structure of the euphausiid populations along the west coast of Baja California, Mexico during the weak ENSO 1986–1987. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 120: 41–51.
- Gómez-Gutiérrez J, Feinberg LR, Shaw TC, Peterson WT. 2007. Interannual and geographical variability of the brood size of the euphausiids *Euphausia pacifica* and *Thysanoessa spinifera* along the Oregon coast (1999–2004). *Deep-Sea Res. I* 54: 2145–2169.
- Hereu CM, Lavaniegos BE, Gaxiola-Castro G, Ohman MD. 2006. Composition and potential grazing impact of salp assemblages off Baja California during the 1997–1999 El Niño and La Niña. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 318: 123–140.
- Hernández-Trujillo S. 1999. Variability of community structure of Copepoda related to El Niño 1982–83 and 1987–88 along the west coast of Baja California peninsula, México. *Fish. Oceanogr.* 8: 284–295.
- Hoff RC, Peterson WT. 2006. Copepod biodiversity as an indicator of changes in ocean and climate conditions of the northern California current ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 51: 2607–2620.
- Huyer A. 1983. Coastal upwelling in the California Current system. *Progr. Oceanogr.* 12: 259–284.
- Jiménez-Pérez LC, Lavaniegos BE. 2004. Changes in dominance of copepods off Baja California during the 1997–1999 El Niño and La Niña. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 277: 147–165.
- Lagerloef GSE, Lukas R, Bonjean F, Gunn JT, Mitchum GT, Bourassa M, Busalacchi AJ. 2003. El Niño Tropical Pacific Ocean surface current and temperature evolution in 2002 and outlook for early 2003. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1514, doi: 10.1029/2003GL017096.
- Lavaniegos BE. 2008. Diferenciación biogeográfica de los anfípodos pelágicos que habitan al NW de Baja California ante la influencia de un remolino ciclónico. *Memorias del XV Congreso Nacional de Oceanografía, 13-18 de octubre de 2008, Boca del Río, Veracruz.*
- 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. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.037.
- Lavaniegos BE, Gómez-Gutiérrez J, Lara-Lara JR, Hernández-Vázquez S. 1998. Long-term changes of zooplankton volumes in the California Current System.- The Baja California region. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 169: 55–64.
- Lavaniegos BE, Jiménez-Pérez LC. 2006. Biogeographic inferences of shifting copepod distribution during 1997–1999 El Niño and La Niña in the California Current. *Contributions to the Study of East Pacific Crustaceans Vol. 4:* 113–158.

- Lavaniegos BE, Jiménez-Pérez 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 in the California Current. *Deep-Sea Res. II* 50: 2473–2498.
- Lavaniegos BE, Ohman MD. 2007. Coherence of long-term variations of zooplankton in two sectors of the California Current System. *Progr. Oceanogr.* 75: 42–69.
- Linacre L. 2004. Community structure of euphausiids in the southern part of the California Current during October 1997 (El Niño) and October 1999 (La Niña). *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 45: 126–135.
- Lynn RJ, Baumgartner T, García J, Collins CA, Hayward TL, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Murphree T, Shankle A, Schwing FB, Sakuma KM, Tegner MJ. 1998. The State of the California Current, 1997–1998: transition to El Niño conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 39: 25–49.
- Lynn RJ, Bograd SJ, Chereskin TK, Huyer A. 2003. Seasonal renewal of the California Current: The spring transition off California. *J. Geophys. Res.* 108, 3279, doi: 10.1029/2003JC001787.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.
- McGowan JA. 1967. Distributional atlas of pelagic molluscs in the California Current region. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas* 6: 1–218.
- Mackas DL, Thomson RE, Galbraith M. 2001. Changes in the zooplankton community of the British Columbia continental margin, 1985–1999, and their covariation with oceanographic conditions. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 58: 685–702.
- Pacific Fisheries Environmental Laboratory. Environmental Research Division Upwelling Indices. <http://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/upwelling.html>.
- Ohman MD, Smith PE. 1995. A comparison of zooplankton sampling methods in the CalCOFI time series. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 36: 153–158.
- Peterson WT, Keister JE. 2003. Interannual variability in copepod community composition at a coastal station in the northern California Current: a multivariate approach. *Deep-Sea Res.* 50: 2499–2517.
- Rebstock GA. 2001. Long-term stability of species composition in calanoid copepods off southern California. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 215: 213–224.
- Reid J, Brinton E, Fleminger A, Venrick E, McGowan JA. 1978. Ocean circulation and marine life. En: Charnock H, Deacon G (eds.), *Advances in oceanography*. Plenum Press, New York. Pp. 65–130.

- Reid JL, Roden GI, Wyllie JG. 1958. Studies of the California Current system. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Progr. Rep. 6: 27–56.
- Roden GI. 1971. Aspects of the transition zone in the northeastern Pacific. J. Geophys. Res. 76: 3462–3475.
- Roemmich D, McGowan J. 1995. Climatic warming and the decline of zooplankton in the California Current. Science 26: 1324–1326.
- Roesler CS, Chelton DB. 1987. Zooplankton variability in the California Current, 1951–1982. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 28: 59–96.
- Smith PE, Richardson SL. 1977. Técnicas modelo para prospecciones de huevos y larvas de peces pelágicos. FAO Docum. Téc. de Pesca No. 175. 107 pp.
- 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.
- Venrick E, Bograd SJ, Checkley D, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hunter J, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegos BE, Mantyla AW, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 2003. The state of the California Current, 2002–2003: Tropical and subarctic influences vie for dominance. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 44: 28–60.
- Wheeler PA, Huyer A, Fleischbein J. 2003. Cold halocline, increased nutrients and higher chlorophyll off Oregon in 2002. Geophys. Res. Lett. 30, 8021, doi: 10.1029/2003GL017395.

SEGUNDA PARTE

Aspectos físicos

Variabilidad espacial y temporal del campo de viento

R Castro, JA Martínez

RESUMEN

Se analizó el campo de viento derivado del satélite QuikSCAT (QS) frente a la Península de Baja California en el Pacífico en el periodo 2000–2007. Los datos de satélite fueron comparados con los de dos estaciones meteorológicas (EM) situadas en las islas de Todos Santos y Guadalupe. La correlación entre los datos de QS y las EMs fue de 0.62 y 0.66, respectivamente, lo que sugiere que los datos de QS representan adecuadamente los vientos cercanos a la costa. Los vientos fueron muy persistentes con dirección predominante hacia el sur-sureste. Su variabilidad fue dominada principalmente por el Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAP). Durante primavera-verano los vientos fueron más intensos que en otoño-invierno, aunque su variabilidad fue menor en gran parte del área de estudio. El rotacional del esfuerzo del viento es ciclónico en áreas bien definidas cerca de la costa y decae hacia el océano, donde cambia a anticiclónico. En la entrada del Golfo de California el rotacional fue positivo excepto en invierno. El armónico anual presentó una amplitud pequeña y la varianza explicada fue menor al 30% cerca de la península, excepto en la boca del golfo donde se incrementó a más del 50%. Los tiempos de decorrelación del viento fueron muy cortos y nunca excedieron 3 días. El modo más energético de las

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

funciones empíricas ortogonales (FEOs) fue del 41%, y representa la dominancia del CAP al norte de la zona de estudio. En general se encontró que frecuencias altas, del orden de días, juegan un papel dominante en la región. La influencia del viento sobre el océano se manifestó en la alta productividad a lo largo de la costa, y una baja temperatura superficial al norte de $\sim 29^{\circ}\text{N}$ (frente a Punta Baja), con una surgencia que es interpretada como una combinación de transporte y bombeo de Ekman.

Palabras clave: Variabilidad espacio-tiempo, vientos satelitales, Pacífico Mexicano.

ABSTRACT

The wind field derived from the QuikSCAT (QS) satellite was analyzed along the western side of the Baja California Peninsula during the 2000–2007 period. Satellite data were compared with those from two meteorological stations (EM) located at the Todos Santos and Guadalupe islands. Correlations between QS and EM data were 0.62 and 0.66, respectively, suggesting that the wind field near the coast is well represented by QS data. The winds were highly persistent, with a south-southwest direction. The wind variability in the zone was dominated by the North Pacific High Pressure Center. During spring and summer the winds were stronger and less variable than in autumn-winter. The curl of the wind stress is cyclonic on well-defined areas near the coast and decays offshore changing to anticyclonic. At the entrance of the Gulf of California the wind stress curl is positive except during winter. The annual harmonic has a small amplitude, and its explained variance is smaller than 30% in front and along the peninsula, except at the entrance of the gulf where it was greater than 50%. The decorrelation periods were very short and never exceeded 3 days. The most energetic EOF mode was 41% and represents the dominance of the High Pressure north of the study area. In general, high frequencies of the order of a few days play a dominant role in the region. The wind influence on the ocean was reflected as high productivity along the coast, and as low surface temperature north of 29°N (in front of Punta Baja) with an upwelling that is interpreted as a combination of Ekman transport and Ekman pumping.

Key words: Space-time variability, satellite winds, Mexican Pacific Ocean.

INTRODUCCIÓN

Un rasgo que destaca en el promedio anual global de presión atmosférica sobre el nivel del mar es el semipermanente Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAP), localizado cerca de $32^{\circ}\text{N}/140^{\circ}\text{W}$ (Amador *et al.* 2006). Este centro es más intenso durante el verano del hemisferio norte ($\sim 38^{\circ}\text{N}/142^{\circ}\text{W}$) y se desplaza hacia el ecuador ($\sim 25^{\circ}\text{N}/125^{\circ}\text{W}$) durante el invierno, cuando el Centro de Baja Presión Aleutiano domina la región del Pacífico Norte. El CAP produce fuertes gradientes de presión, originando una componente del viento hacia el ecuador (sur de $\sim 40^{\circ}\text{N}$) la mayor parte del año (Huyer 1983, Strub *et al.* 1987, Strub y James 2002, Zaytsev *et al.* 2003, Amador *et al.* 2006, Romero-Centeno *et al.* 2007).

La importancia de estos vientos frente a las costas de California y la Península de Baja California, es que además de influir en el flujo de la Corriente de California, son favorables a la generación de surgencias costeras debido al transporte de Ekman hacia fuera de la costa (Huyer 1983, Parés *et al.* 1997, Strub y James 2000, Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Pérez-Brunius *et al.* 2007). Asimismo, el rotacional del esfuerzo del viento positivo cerca del margen continental en la región es un mecanismo que genera bombeo de Ekman hacia la superficie del mar (Bakun y Nelson 1991, Chelton *et al.* 2004).

Existen pocos estudios del viento a partir de observatorios meteorológicos en las aguas del Pacífico Mexicano. En los últimos años la información recabada a través de datos satelitales ha proporcionado un gran impulso para la realización de estudios sistemáticos de la atmósfera marina. El objetivo de este artículo es describir la variabilidad espacio-temporal del campo de viento frente a la Península de Baja California usando datos satelitales. El área estudiada excede los límites de la Corriente de California, donde se presentan los rasgos más significativos en el periodo analizado. Se discuten variables oceanográficas en relación a efectos del viento sobre el océano.

METODOLOGÍA

Se obtuvieron datos de viento del satélite QuikSCAT (QS) (<http://podaac.jpl.nasa.gov/quikscat/>) y se compararon con los de dos estaciones meteorológicas autónomas. El período de observaciones de QS fue de ocho años (2000–2007) y la malla cubrió gran parte de la zona del Pacífico frente a la Península de Baja California (fig. 1). Las mediciones del satélite consisten en datos de viento diarios

a 10 m sobre el nivel del mar y están distribuidos sobre una malla uniforme de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (~ 25 km). La precisión de estos datos es de 2 m s^{-1} en velocidad y 20° en dirección (Freilich y Dunbar 1999). Es importante mencionar que QS tiene limitaciones cerca de la costa, debido a errores de contaminación por su cercanía al continente y a otros factores de variaciones a pequeña escala (Pickett *et al.* 2003, Koracin *et al.* 2004), por lo que no existe información en una franja de ~ 30 km cercana a la costa. Por su parte Chelton *et al.* (2004), en su análisis global de vientos oceánicos, argumentan que la evolución rápida de los fenómenos meteorológicos puede contaminar el campo de vientos de QS con poca cobertura temporal. Sin embargo, discuten que con un promedio de cobertura de cuatro años tal contaminación es despreciable, justificando ampliamente las bases de este estudio que tienen el doble de cobertura temporal.

Además de los datos satelitales, se utilizaron los datos horarios de dos estaciones meteorológicas (EM) autónomas, una localizada en la Isla de Todos Santos (ITS; 31.81°N – 116.67°W) a ~ 16 km de la costa, y la otra en Isla Guadalupe (IG; 28.88°N – 118.29°W) a ~ 260 km de la costa. El período de medición en la ITS fue del 26 de febrero de 2002 al 11 de septiembre de 2007, y en IG fue del 1 de abril de 2000 al 10 de febrero de 2007. Una vez obtenidos los promedios diarios de los datos de las EM, éstos se compararon con los datos de QS. Para esto, se consideraron todos los puntos de la malla de QS alrededor de las estaciones meteorológicas y se escogió la serie de tiempo que tuviera la correlación vectorial más alta.

El esfuerzo del viento (N m^{-2}) para cada punto de la malla de QS se calculó con la ecuación $\tau = \rho C_d |V| V$, donde ρ es la densidad del aire (1.2 kg m^{-3}), C_d es el coeficiente de arrastre (adimensional) y es función de la rapidez (ver Large y Pond 1981, Trenberth *et al.* 1990), V es el vector velocidad y $|V|$ su magnitud. El rotacional del esfuerzo del viento se calculó como $R = \frac{\Delta \tau_y}{\Delta x} - \frac{\Delta \tau_x}{\Delta y}$. La tendencia del viento a soplar en una dirección fue obtenida mediante la persistencia (Farrugia y Micallef 2006).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Comparación entre las EM y QS

La correlación vectorial entre los datos de QS y la EM en IG fue de 0.66, con un ángulo de 2.55° , mientras que en ITS la correlación fue de 0.62, con un ángulo

de 10.14° . El error en la magnitud de los vientos obtenido de la raíz cuadrática media de las diferencias entre EM y QS fue de 2.1 m s^{-1} para IG, con un error en la dirección de 67.7° , mientras que para ITS el error en la magnitud fue de 2.5 m s^{-1} y el error en la dirección fue de 87.6° . Estos resultados son aceptables considerando que las observaciones fueron totalmente independientes. La diferencia observada entre las EMs y QS probablemente se debe a que los datos de QS no son homogéneos en el tiempo, además del efecto de contaminación terrestre cerca de la costa. Los datos de las EMs son promedios diarios de los datos horarios, lo que aunado al efecto topográfico de la isla sobre los vientos influye sobre el resultado observado. Pérez-Brunius *et al.* (2007) encontraron correlaciones mayores a 0.6 entre estaciones meteorológicas costeras y QS, y errores similares a los encontrados en este estudio.

En la tabla 1 se muestran las estadísticas del viento para cada estación del año. Los vientos fueron más intensos en IG (EM = 6.6 m s^{-1} , QS = 6.7 m s^{-1} en promedio anual) que en ITS (EM = 3.6 m s^{-1} , QS = 5.2 m s^{-1}). Se observó también una disminución del viento de la primavera al invierno en cuanto a su intensidad (excepto en la EM de ITS) y persistencia (con la mayor fluctuación en ITS). Esto indica cierto comportamiento estacional. Si la componente principal del viento rotada al eje de máxima varianza es filtrada por semana, los porcentajes de la varianza explicada del ajuste armónico anual para IG es de 48% en EM y 20% en QS, mientras que para ITS éstos son del 36% y $\sim 12\%$, respectivamente.

La dirección dominante del viento fue hacia el sureste, aunque con muy baja variabilidad estacional como lo muestra el azimut en la tabla 1. En IG el ángulo medio fluctuó entre 137° y 139° para la EM y entre 145° y 152° para QS, con un incremento en la desviación estándar en otoño-invierno. La diferencia observada entre la EM y QS en la dirección media del viento probablemente se debe al efecto orográfico de la isla. La IG tiene una longitud de $\sim 37 \text{ km}$, su elevación disminuye de norte ($\sim 1.3 \text{ km}$ de altura) a sur (nivel del mar). La EM está situada en la punta sur de IG y hay una orientación de $\sim 40^\circ$ hacia el oeste del eje principal de la isla con respecto al norte. Esto podría causar una redirección de los vientos al desplazarse a lo largo de la isla. El ángulo rotado al eje de máxima varianza (α_m) tuvo mayores diferencias entre la EM y QS para IG que para ITS (tabla 1).

La dirección del viento en ITS mostró mayor variabilidad que en IG; en la EM el ángulo medio fluctuó entre 122° y 146° , y en QS entre 137° y 143° , pero con un notable incremento en la desviación estándar durante otoño-invierno. La ITS está más cerca de la costa, por lo tanto tiene mayor influencia continental, mientras que

Tabla 1. Estadística del viento por estación del año. Los datos (N) entre paréntesis son de QuikScat. \bar{V} es el promedio de la magnitud; σ_v es la desviación estándar de la magnitud, φ es el azimut medio hacia donde el viento se dirige; σ_φ es la desviación estándar del azimut; α_m es el ángulo rotado al eje de máxima varianza; P es la persistencia. IG = Isla Guadalupe; ITS = Isla de Todos Santos.

	N	\bar{V} (m s ⁻¹)	σ_v (m s ⁻¹)	$\bar{\varphi}$ (azimut)	σ_φ (azimut)	α_m	P
Primavera	724 (725)	7.5 (7.2)	2.7 (2.4)	137.3 (145.2)	23.7 (26.1)	-54.3 (-73.2)	0.96 (0.93)
	461 (461)	3.4 (5.5)	2.0 (2.4)	122.4 (136.6)	41.6 (21.1)	-65.4 (-67.0)	0.88 (0.95)
Verano	554 (644)	7.2 (6.9)	2.3 (2.0)	139.3 (149.0)	19.4 (17.0)	-49.2 (-69.7)	0.97 (0.97)
	449 (460)	3.6 (5.1)	1.6 (2.1)	126.6 (138.2)	31.4 (17.3)	-63.7 (-64.5)	0.91 (0.97)
Otoño	614 (637)	5.7 (6.3)	2.8 (2.1)	139.4 (154.5)	35.4 (23.2)	-51.2 (-71.3)	0.93 (0.94)
	365 (365)	3.7 (4.9)	2.1 (2.2)	148.7 (143.6)	61.3 (31.4)	-60.2 (-73.7)	0.68 (0.90)
Invierno	589 (589)	5.6 (6.1)	3.0 (2.5)	138.0 (152.0)	43.7 (38.2)	-50.3 (-69.8)	0.85 (0.84)
	378 (384)	3.7 (3.7)	2.4 (2.4)	146.1 (141.5)	64.4 (42.5)	-64.4 (-60.5)	0.65 (0.79)

los datos más cercanos de QS corresponden a una distancia >30 km de la isla. El incremento de la desviación estándar del azimut en otoño-invierno posiblemente se debe, por un lado, a la cercanía del CAP a la costa y, por otro, a la influencia de masas de aire continental relacionadas a eventos Santa Ana, los cuales tienen una dirección hacia el oeste-suroeste y frecuentemente alcanzan la ITS y algunas veces IG (Castro *et al.* 2005, 2006).

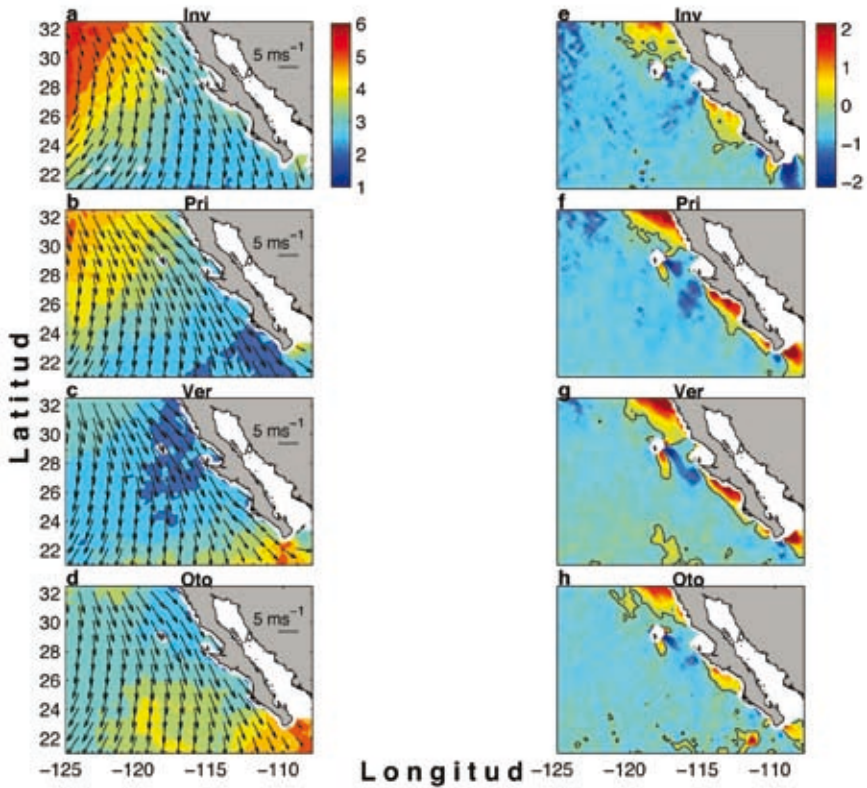
Análisis espacial de los datos de QS

En la figura 1 (a–d) se muestra el promedio de los ocho años de datos de vientos por estación del año y su variabilidad (raíz cuadrática media; rcm). Las áreas de intensificación o disminución y cambios en la dirección del campo de viento respondieron principalmente a la posición del giro anticiclónico del Pacífico Norte causado por el Centro de Alta Presión (CAP) en la región (Strub y James 2002, Romero-Centeno *et al.* 2007). La dirección de los vientos fue primordialmente hacia el sur-sureste. En primavera-verano-otoño se observan cambios hacia el sur-suroeste al oeste de $\sim 118^\circ\text{W}$ y sur de $\sim 27^\circ\text{N}$, pero el mayor contraste se presentó en invierno debido a la cercanía del CAP al área de estudio. La velocidad de los vientos fue más intensa durante primavera-verano (fig. 1b–c), y con una alineación más pronunciada a lo largo de la costa, donde viran ligeramente hacia el este al compararlos con los de invierno (fig. 1a). En primavera, frente a toda la península la magnitud de los vientos presentó los mayores valores ($>5.5 \text{ m s}^{-1}$), cubriendo una distancia de $\sim 300 \text{ km}$ hacia fuera de la costa.

Respecto a la variabilidad (rcm) de los vientos destacaron dos zonas con valores altos, una en la parte noroeste del área de estudio en invierno-primavera (fig. 1a, b en color) y la otra al sur-sureste en verano-otoño (fig. 1c, d). En el invierno la rcm excedió los 5 m s^{-1} al oeste de 120°W mientras que en primavera ésta disminuyó un poco. En la parte sureste los máximos de rcm ($\sim 4.5 \text{ m s}^{-1}$) se ubicaron frente a la punta oeste de la península en verano, y hacia la entrada del Golfo de California en otoño. Al norte de 24°N en verano, y al sur en primavera, destacó una amplia zona de baja rcm ($\sim 2 \text{ m s}^{-1}$). La variabilidad de la zona ubicada al noroeste está relacionada a la distribución del CAP, mientras que en la zona de la entrada al golfo lo está con el patrón de circulación monzónico del Golfo de California (Badán 2003, Bordoni *et al.* 2004).

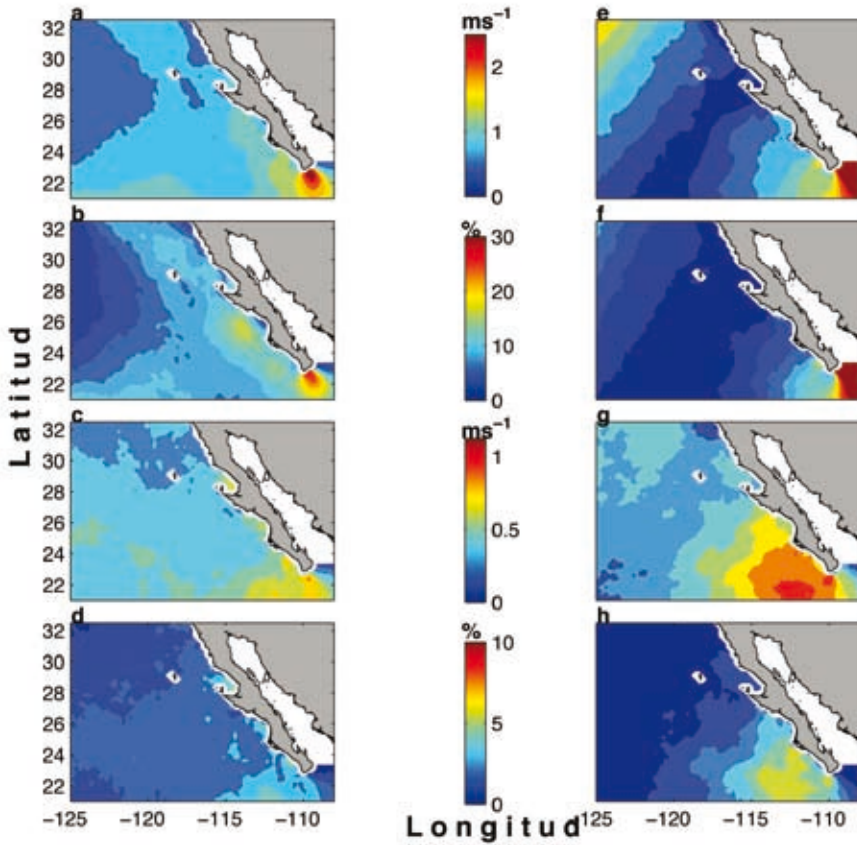
El rotacional del esfuerzo del viento promediado estacionalmente presentó áreas bien definidas donde cambió de negativo (anticiclónico) en el océano abier-

Figura 1. Promedio climatológico de 8 años de datos de viento de QuikScat (vectores) y su raíz cuadrática media (contornos) (a–d), y del rotacional del esfuerzo del viento ($\times 10^7$; e–h). Inv: diciembre-enero-febrero, Pri: marzo-abril-mayo, Ver: junio-julio-agosto, Oto: septiembre-octubre-noviembre. La línea negra indica el contorno cero. Valores positivos (negativos) indican rotacional ciclónico (anticiclónico).



to a positivo (ciclónico) hacia la costa (fig. 1 e–h). Las zonas de rotacional positivo que se mantuvieron en cada estación del año fueron la zona 1, ubicada al norte de Punta Baja ($>30^\circ\text{N}$), y la zona 2 entre Punta Eugenia y Cabo San Lázaro ($\sim 28^\circ\text{N}$ – 24.5°N). Los máximos del rotacional (1.5 – $2.2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$) ocurrieron durante primavera y verano (fig. 1f–g). La zona 1 parece estar conectada con la región de la cuenca del Sur de California, donde Bakun y Nelson (1991) han reportado valores positivos altos del rotacional durante casi todo el año. Estos mismos autores reportaron valores del rotacional cercanos a cero en la zona 2, posible-

Figura 2. Amplitud del ajuste armónico anual de las componentes de velocidad: (a) componente U y (e) componente V, (b) y (f) son la varianza explicada del ajuste respectivamente. Ídem para la componente semianual: (c, g) la amplitud y (d, h) la varianza explicada.



mente por la carencia de datos, ya que se basaron en reportes de datos históricos de vientos obtenidos por barcos. La máxima distancia hacia fuera de la costa donde el rotacional cambió de signo fue mayor, aunque más débil, en el invierno, a ~ 320 km en la zona 1 y ~ 200 km en la zona 2. En las otras estaciones fluctuó alrededor de 280–300 km en la zona 1 y entre 110–160 km en la zona 2.

En la zona cercana a la costa desde $\sim 24.2^\circ\text{N}$ y hasta la zona de entrada al Golfo de California, el rotacional del viento mostró mayor variabilidad. En invierno se presentaron zonas de rotacional negativo y positivo entre $22\text{--}24^\circ\text{N}$, pero al este de 110°W ; el rotacional negativo cubrió gran parte de la entrada al golfo, con un

máximo de $\sim -2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ (fig. 1e). Esto último está relacionado con el patrón de vientos de invierno en el golfo, el cual fluye hacia el sur-suroeste (Badán 2003, Bordoni *et al.* 2004). Durante primavera-verano el rotacional ciclónico se extendió desde el sur de Punta Eugenia ($\sim 27.8^\circ\text{N}$) hasta cerca del extremo suroeste de la península ($\sim 23^\circ\text{N}$), así como en toda la zona de la entrada al golfo donde alcanzó valores $> 2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ (fig. 1b, c). En esta época los vientos tienden a rotar hacia el interior del Golfo al rodear la península (Bordoni *et al.* 2004; Lavín *et al.* 2009). En verano-otoño se observan núcleos aislados de rotacional positivo en una banda zonal al sur de 24°N y al oeste de 125°W .

El efecto orográfico de IG al paso de los vientos sobre sus inmediaciones ocasionó cambios en el signo del rotacional del viento, resultando ciclónico al suroeste y anticiclónico al sureste de la isla, y revelando una clara señal estacional. Estas estructuras han sido reportadas en la zona mediante imágenes de satélite en la banda del visible debido a la distribución de nubes estratocúmulos alrededor de la isla (<http://earthobservatory.nasa.gov/>). La máxima influencia ocurrió durante verano (fig. 1g), con bandas del rotacional que se extendieron a $\sim 200 \text{ km}$ al sur de la isla.

Análisis temporal

La variabilidad temporal de los datos fue analizada con diferentes técnicas tratando de identificar los rasgos dominantes de cada escala. Mediante análisis armónico se estimó la amplitud de la señal anual y semianual, así como su varianza explicada (fig. 2). Para la señal anual, la amplitud de la componente zonal (U, fig. 2a) mostró un comportamiento más homogéneo que la componente meridional (V, fig. 2e). Al oeste de $\sim 115^\circ\text{W}$ la amplitud de U fluctuó entre $0.4\text{--}0.75 \text{ m s}^{-1}$, pero se incrementó hacia la costa al sur de Punta Eugenia, con el máximo frente al extremo suroeste de la península ($> 2.5 \text{ m s}^{-1}$). La amplitud de V fue de $\sim 1.6 \text{ m s}^{-1}$ alrededor de $32^\circ\text{N}\text{--}125^\circ\text{W}$, disminuyó hacia el sureste en bandas diagonales perpendiculares a la costa hasta alcanzar un mínimo ($\sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$) en la parte central, pero se incrementó hacia la entrada del Golfo de California donde alcanzó valores $> 4.0 \text{ m s}^{-1}$. La varianza explicada de la señal anual mostró valores relativamente altos para U al sur de 26°N cerca de la costa, con el máximo (20–25%) frente a la punta de la península (fig. 2b). La varianza se incrementó notablemente ($> 40\%$) para la componente V en la zona de la entrada del golfo (fig. 2f).

La amplitud de la señal semianual fue menor que la del armónico anual; al sur de 25°N frente a la península la amplitud aumentó en ambas componentes,

con el máximo de $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ para V (fig. 3c, g). En cuanto a la varianza explicada, el máximo ($\sim 6\%$) de esta señal se distribuyó en un área al sur de 24°N entre $115\text{--}110^\circ\text{W}$ para V. Por otro lado, los errores máximos de ambos ajustes armónicos (no mostrado) para V fluctuaron alrededor de 0.2 m s^{-1} , y ocurrieron en las zonas donde la rcm presentó sus mayores valores (fig. 1a–d; al norte de 28°N y al oeste de 120°W , y en la zona de la entrada del golfo). Para U, el error máximo ($\sim 0.15 \text{ m s}^{-1}$) se localizó frente al extremo suroeste de la península.

Para obtener información de la variabilidad temporal del viento se calculó el tiempo al cual la autocorrelación vectorial con desfase (decorrelación) decae a un valor arbitrario para cada punto sobre la malla. Cuando el desfase es cero la autocorrelación es uno y ésta decae al aumentar el desfase. La manera en que el desfase decae dependerá de la complejidad de la señal, e. g., entre más poblada de altas frecuencias esté la señal, más rápido disminuirá la correlación. En este estudio seccionamos el valor arbitrario de correlación de 0.3, es decir, el tiempo de decorrelación es el tiempo que tarda la autocorrelación en caer a este valor. Los tiempos en general fueron muy cortos al sur (fig. 3a), pero aumentan hacia el norte. En cualquier caso, la autocorrelación decae rápidamente y no alcanza los 3 días. Al sur de $\sim 24.5^\circ\text{N}$ y entre $110\text{--}114^\circ\text{W}$ se presentó una estructura más compleja, que se puede interpretar como un espectro muy poblado, con energía en frecuencias altas. Al norte, las altas frecuencias o no existen o son de poca amplitud relativa, resultando en un espectro menos poblado con menos energía en periodos cortos. Al noroeste se tiene el máximo tiempo de decorrelación, con valores relativamente altos que pueden deberse a la influencia del CAP. Al acercarnos a éste se encuentra que el campo de viento tiene un espectro similar al del propio CAP, y menos influencia de los sistemas vecinos. Existe una tendencia, con excepción a las inmediaciones de Punta Eugenia, a encontrar tiempos de decorrelación muy bajos cerca de la costa, con un ligero incremento al alejarse de ésta. La rápida decorrelación cerca de la costa puede deberse a la influencia terrestre sobre los vientos marinos, que podemos visualizar como la interacción de dos sistemas con características diferentes. La zona de baja decorrelación además coincide con la de altos valores positivos en la media del rotacional del esfuerzo del viento (fig. 1e–h). Debido a la gran extensión de área de estudio, muy probablemente toda o parte de la región se ve influenciada por al menos un sistema de gran escala, de tal manera que existe una covariabilidad del viento dentro de la región.

Es posible determinar los diferentes modos de covariabilidad en las observaciones y la importancia relativa de cada modo respecto a la variabilidad total mediante

Figura 3. (a) Decorrelación. Tiempo de desfase al cual la autocorrelación decae a un valor arbitrario de 0.3. (b) Primer modo de las FEOs, (c) Amplitud de las FEOs: primer modo (rojo) y segundo modo (azul). (d) Segundo modo de las FEOs. Los contornos en (b) y (d) representan la varianza local.

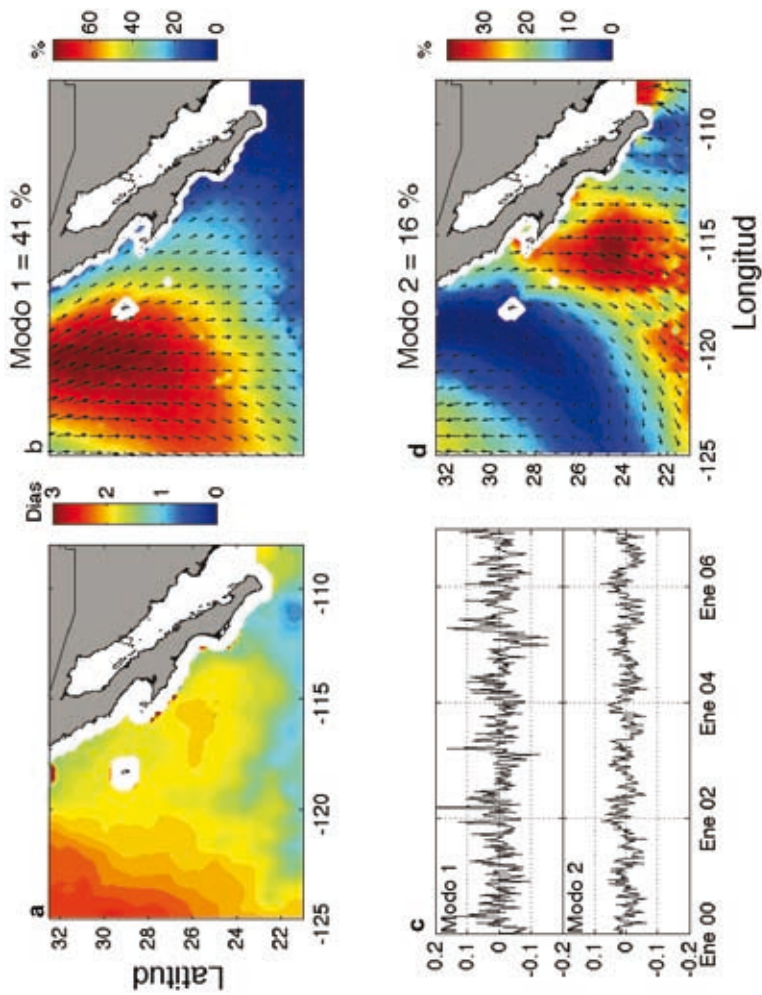
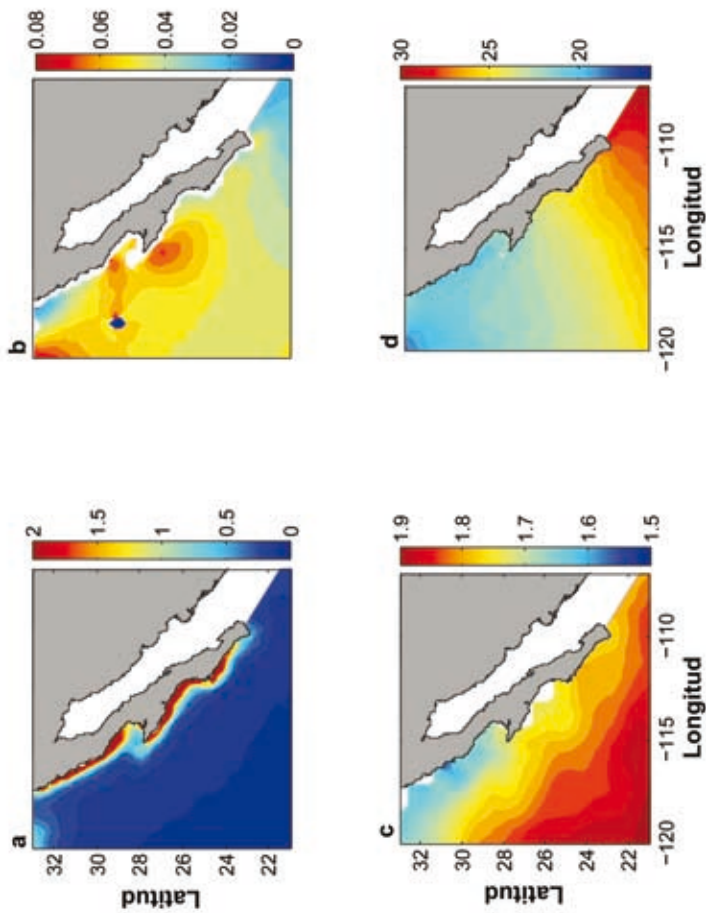


Figura 4. (a) Promedio de clorofila- a (mg m^{-3}) (2003–2007). (b) Promedio de la magnitud del esfuerzo del viento (N m^{-2}) (2000–2007). (c) Promedio de la Topografía Dinámica Absoluta (cm) (2003–2005). (d) Promedio de la Temperatura Superficial del Mar ($^{\circ}\text{C}$) (2003–2007).



funciones empíricas ortogonales (FEOs). En este estudio se utilizaron las FEOs reales combinadas, en las cuales se asume que las dos componentes del viento representan mediciones independientes, de manera similar al cálculo de FEOs usando diferentes variables. Antes de calcular las FEOs, los datos se promediaron por semana y se sustrajo la media temporal a las componentes de velocidad. El primer modo aportó 41% de la varianza total (fig. 3b). La contribución de este modo es baja, aunque significativa. La estructura espacial muestra gran similitud con el campo de viento medio de los 8 años de datos (fig. 1a–d). Esto significa que el campo de viento es muy persistente, y la variabilidad se manifestó como cambios en la intensidad del viento, mas no en su dirección. En colores se incluyó la “varianza local” (fig. 3b), es decir, la contribución de cada punto a la varianza local total. Aunque el modo en conjunto representa 41% de la varianza total, hay regiones que aportan hasta 70% a la varianza local total. La varianza local en general disminuye hacia el sur. Parece ser que la variabilidad explicada por este modo se relaciona con el CAP al norte de la zona de estudio. Al alejarse del CAP la contribución de este modo disminuye, quizá al sobreponerse la influencia de otros sistemas. La contribución del modo a la varianza total decrece gradualmente hacia el sur, pero hacia la costa la disminución es mucho mayor, quizá debido al efecto de la costa. Hay que notar también que el tamaño de los vectores disminuye hacia el sur. Esto permite suponer que el primer modo representa la influencia del sistema de alta presión, principalmente al norte de la zona de estudio. El segundo modo (fig. 3d) tuvo una contribución de 16% a la varianza total, sin embargo la varianza local al sur de Punta Eugenia y a la entrada del Golfo de California fue mayor que la del modo 1. La estructura espacial del modo 2 está dividida en zonas alternadas de alta y baja varianza local, y cambios en la dirección a partir de $119^{\circ}W$ y al norte de $24^{\circ}N$. Las series de tiempo de la amplitud para los modos 1 y 2 muestran una señal anual débil, presente en ambos modos debido a que esta escala se propaga (E Beier, comunicación personal). La amplitud correspondiente al modo 1 presenta máximos durante la primavera, mientras que en el modo 2 ocurren durante el invierno, lo que representa un desfase de 3 meses ($\pi/2$). Este desfase garantiza la nula correlación entre las dos series. Ambas series de tiempo muestran una estructura compleja con variabilidad característica de procesos de mesoescala. Este resultado, junto con el análisis armónico presentado, revela que la señal anual en la región de estudio no es dominante debido a la alta persistencia de los vientos (excepto de la zona de la entrada al golfo).

Efecto del viento en el océano

El viento frente de la Península de Baja California puede ser caracterizado como un campo coherente y persistente. Cerca de la costa se tienen dos mecanismos posibles en que el viento fomenta la alta productividad en el océano. El viento paralelo a la costa causa transporte de Ekman a la derecha del viento y produce surgencias costeras. Por otro lado está el efecto del rotacional del esfuerzo del viento, el cual si es positivo ocasionará bombeo de aguas subsuperficiales a la superficie, contribuyendo a la intensidad de las surgencias (Bakun y Nelson 1991, Munchow 2000, Chelton *et al.* 2004). Las surgencias son detectables a partir de la producción primaria; la figura 4a muestra el promedio de 5 años (2003–2007) de clorofila obtenido del satélite MODIS. Es evidente la alta productividad a lo largo de la costa de la península, a excepción de la parte cercana al extremo sur de la península y en Bahía Vizcaíno (fig. 4a). En Bahía Vizcaíno los vientos del noroeste no soplan favorables a la surgencias debido a la orientación de la costa, lo que posiblemente esté relacionado a la baja productividad, que también observaron Espinosa-Carreón *et al.* (2004).

El rotacional del esfuerzo del viento (fig. 1e–h) fue positivo al norte de Punta Baja y al sur de Punta Eugenia, y mostró una discontinuidad en las inmediaciones de Bahía Vizcaíno. Esta discontinuidad está relacionada con las limitaciones en las mediciones de QS cerca de la costa, lo cual se incrementó al diferenciar espacialmente el esfuerzo del viento para obtener el rotacional. Por otro lado, es importante notar que al sur de Punta Baja se presenta una de las áreas más extendidas hacia fuera de la costa de productividad primaria, y se observa también una lengüeta de agua fría (fig. 4d) (Espinosa-Carreón *et al.* 2004). En esta zona el rotacional del viento es anticiclónico, y por lo tanto no favorable a surgencias (fig. 1e–h), pero el esfuerzo del viento a lo largo de la costa muestra un máximo (fig. 4b; y estaciones meteorológicas costeras en Pérez-Brunius *et al.* 2007). Entonces, en esta región el transporte de Ekman hacia fuera de la costa es muy importante, aparentemente más que al norte de 30°N. El máximo esfuerzo del viento en esta zona parece estar asociado con un mecanismo similar al que se presenta en algunos lugares específicos como cabos y puntas frente a la costa de California (Winant y Dorman 1997, Munchow 2000, Koracin *et al.* 2004, Dorman y Koracin 2008). Cabría esperar un rotacional del esfuerzo del viento positivo en las inmediaciones del sur de Punta Baja (zona de discontinuidad) como resultado de los fuertes vientos y la influencia del cambio de orientación de la costa al sur de Punta Baja. De manera similar, al sur

de Punta Abrejos y de Punta San Lázaro, el rotacional del esfuerzo del viento fue positivo y con una franja de alta productividad. Al norte de 30°N el esfuerzo medio del viento tiene el valor más bajo (fig. 4b); no obstante allí el rotacional es máximo, lo cual sugiere que puede ocurrir un bombeo directo ocasionado por el rotacional del viento aunado al transporte de Ekman. El máximo del esfuerzo del viento se localiza cerca de Punta Eugenia, donde además se encuentra un máximo relativo en el tiempo de decorrelación (fig. 3a).

La media (2003-2005) de la topografía dinámica absoluta (TDA), obtenida de AVISO (<http://www.avisooceanobs.com/>), consiste en la anomalía del nivel del mar más la topografía dinámica media (fig. 4c). Ésta disminuye hacia la costa y aumenta hacia el océano a lo largo de toda la península. Tal comportamiento es consistente al norte de Punta Eugenia, con la presencia de surgencias; sin embargo la distancia a la cual la TDA se incrementa es muy grande y no coincide con la franja de alta productividad (fig. 4a). La TDA también es consistente con la presencia de la Corriente de California al norte de Punta Eugenia, mientras que al sur el nivel del mar cercano a la costa es 10 cm más alto que al norte, lo que puede deberse en parte a la separación de la Corriente de California. El efecto del viento en el promedio de la temperatura superficial del mar (fig. 4d) es evidente sólo al norte de Punta Eugenia, donde se observa una franja fría y angosta a lo largo de la costa que es consistente en dimensiones con las surgencias. Al sur de Punta Eugenia la temperatura aumenta gradualmente y no hay evidencias del efecto del viento. Resulta interesante notar, al noroeste de la región de estudio (alrededor de 32°N - 119°W), una zona de baja temperatura no conectada con la costa. En la misma zona se observa también un ligero incremento de productividad (fig. 4a) y de la media del esfuerzo del viento (fig. 4b). Esta región también está dentro de los máximos valores de decorrelación y de la rcm del viento y presenta un rotacional del esfuerzo del viento negativo (durante invierno y primavera).

CONCLUSIONES

Se ha mostrado que el viento en la zona de estudio presenta una fuerte influencia del CAP. El primer modo de las FEOs capturó principalmente esta influencia, la cual disminuye hacia el sur y hacia la costa. Punta Eugenia parece delimitar la influencia significativa del CAP y presenta en sus alrededores un comportamiento muy particular: el rotacional es positivo, la alta productividad costera se interrumpe, la media del esfuerzo del viento presenta un máximo relativo, los bajos

valores de TDA encontrados al norte de Punta Eugenia se interrumpen, tiene un máximo relativo de decorrelación, y presenta un mínimo en la amplitud y varianza explicada del armónico anual de la componente meridional de la velocidad. Por lo tanto, es posible concluir que Punta Eugenia delimita la transición entre la influencia del CAP y la influencia de otro sistema. La influencia del viento se manifiesta en la productividad a lo largo de la costa (excepto en Bahía Vizcaíno) y una baja temperatura superficial del mar al norte de $\sim 29^{\circ}\text{N}$ (frente a Punta Baja). Las surgencias que allí se presentan son producto de una combinación de ambos mecanismos, el transporte de Ekman y el rotacional del viento al bombear aguas subsuperficiales más frías.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue apoyado por los proyectos UABC 0332–0352 y CONACYT C0125343, 2005C01-25343. Se agradece a JLP-PO. DAAC por proveer los datos de vientos, así como a la NASA-GSFC por los datos de las imágenes de SeaWiFS. A los doctores A Mascarenhas y R Durazo, y al oceanólogo E Gil-Silva por su participación en la planeación y recolección de datos de estaciones meteorológicas. Se agradece también a los doctores P Pérez-Brunius y E Beier por sus valiosos comentarios, así como a un revisor anónimo.

REFERENCIAS

- Amador JA, Alfaro EJ, Lizano OG, Magaña VO. 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69: 101–142.
- Badán A. 2003. The atmosphere over the Gulf of California. En: Velasco Fuentes OU, Sheinbaum J, Ochoa J (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, ISBN 1402015895, 9781402015892.
- Bakun A, Nelson CS. 1991. The seasonal cycle of wind-wtress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr.* 21: 1815–1834.
- Bordoni S, Ciesielski PE, Johnson RH, McNoldy BD, Stevens B. 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophys. Res. Lett.* 31: L10109, doi: 10.29/2004GLO20009.
- Castro R, Mascarenhas A, Martínez A, Durazo R, Gil-Silva E. 2006. Spatial influence of Santa Ana events along Baja California Peninsula and its oceanic thermal response. *Atmósfera* 19: 195–211.

- Castro R, Mascarenhas A, Sánchez-Barba A, Durazo R, Gil-Silva E. 2005. Condiciones meteorológicas en el sur de Isla Guadalupe. En: Santos-del Prado K, Peters E (comp.), Isla Guadalupe. Restauración y conservación. ISBN 968-817-725-3. Pp. 27–36.
- Chelton DB, Schlax MG, Freilich MH, Milliff RF. 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science* 303: 978, doi: 10.1126/science.1091901.
- Dorman CE, Koracin D. 2008. Response of the summer marine layer flow to an extreme California coastal bend. *Month. Weath. Rev.* 136: 28994–2922.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109, C03039, doi: 10.1029/2003JC0020105.
- Farrugia PS, Micallef A. 2006. Comparative analysis of estimators for wind direction standard deviation. *Meteorology. Appl.* 13: 29–41.
- Freilich MH, Dunbar RS. 1999. The accuracy of the NSCAT 1 vector winds: Comparisons with National Data Buoy Center buoys. *J. Geophys Res.* 104: 11,231–11,246
- Huyer A. 1983. Coastal Upwelling in the California Current System. *Progr. Oceanogr.* 12: 259–284.
- Koracin D, Dorman CE, Dever EP. 2004. Coastal perturbations of marine-layer winds, wind stress, and wind stress curl along California and Baja California in June 1999. *J. Phys. Oceanogr.* 34: 1152–1173.
- Large W, Pond S 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.* 11: 324–336.
- Lavín MF, Castro R, Beier E, Godinez VM, Amador A, Guest P. 2009. SST, thermohaline structure and circulation in the southern Gulf of California in June 2004, during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res.* 114, C02025, doi:10.1029/2008JC004896
- Munchow A. 2000. Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Conception, California. *J. Phys. Oceanogr.* 30: 1265–1280.
- Parés-Sierra A, López M, Pavía E. 1997. Oceanografía Física del Pacífico Nororiental. Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía UGM 3: 1–24.
- 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.

- Pickett MH, Tang W, Rosenfeld LK, Wash CH. 2003. QuikSCAT satellite comparisons with near shore buoy wind data off the U.S. west coast. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 20: 1869–1879.
- Romero-Centeno R, Zavala-Hidalgo J, Raga B. 2007. Midsummer gap winds and low level circulation over the eastern tropical Pacific. *Jour. Climate* 20: 3768–3784.
- Strub PT, Allen JS, Huyer A, Smith RL, Beardsley RC. 1987. Seasonal cycles of currents, temperatures, winds, and sea level over the northeast Pacific continental shelf: 35°N to 48°N. *J. Geophys. Res.* 92: 1507–1526.
- Strub PT, James C. 2002. Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific gyres: Part 1. Seasonal variability. *Progr. Oceanogr.* 53: 163–183.
- Trenberth KE, Large WG, Olson JG. 1990. The mean annual cycle in global ocean wind stress. *J. Phys. Oceanogr.* 20: 1742–1760.
- Zaytsev O, Cervantes-Duarte R, Montante O, Gallegos-Garcia A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *J. Oceanogr.* 59: 489–502.

Variabilidad anual e interanual en el transporte de volumen, calor y sal

AM Ramírez-Manguilar^{1a}, R Durazo^{1,2b}, E Beier^{3c}, R Castro^{2d}

RESUMEN

Se calcularon y analizaron los transportes de volumen, calor y agua dulce frente a las costas de Baja California con base en datos hidrográficos de enero de 1998 a octubre de 2007 de IMECCAL. Para cada una de las 34 campañas oceanográficas realizadas se calculó el transporte neto de volumen geostrofico (G) y de Ekman (E), el flujo neto de calor en la horizontal (0–500 m) y el transporte neto de agua dulce sobre los bordes de un volumen de control. El valor medio para cada uno de los períodos de observaciones mostró que el transporte neto de volumen (G+E) es máximo (~0.60 Sv) en verano (julio), mientras que el máximo flujo neto de calor en la horizontal (~–13.73 TW) ocurrió en primavera (abril). Los promedios estacionales del flujo neto de agua dulce fueron negativos (salida) en todas las estaciones del año e indicaron un exceso de evaporación sobre la precipitación de ~27 cm año⁻¹. Los transportes netos mostraron que el volumen de control seleccio-

¹ Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. Apartado postal 453, Ensenada, Baja California 22860. ^aaramirez@cicese.mx, ^brurazo@uabc.edu.mx, ^drcastro@uabc.edu.mx.

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

³ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Unidad La Paz. Miraflores No. 334 e/ Mulegé y La Paz. La Paz, Baja California Sur 23050. ^cebeier@cicese.mx.

nado se comporta como un sistema de influencia subártica, con efectos notables de las contribuciones de masas de agua de origen tropical y subtropical sólo en eventos cálidos de escala interanual.

Palabras clave: transporte de volumen, flujo de calor, transporte de agua dulce, Baja California.

ABSTRACT

Volume, heat and freshwater transports were computed for the Pacific Ocean area off the Baja California peninsula using data gathered during 34 oceanographic cruises conducted from January 1998 to October 2007 by IMECOCAL. For each campaign, net geostrophic and Ekman volume transports, as well as net heat and freshwater fluxes, were computed along the edges of a coastal volume. Mean seasonal values indicated that maximum net volume transports (G+E, ~ 0.60 Sv) occurred in summer (July), whereas maximum horizontal heat flux (~ -13.73 TW) took place in spring (April). The mean seasonal freshwater fluxes were negative (export) all seasons, which indicated an excess of evaporation over precipitation of ~ 27 cm yr⁻¹. Net transports demonstrated that the control volume shows a subarctic influence behavior, with major effects of tropical and subtropical water masses during interannual warm events.

INTRODUCCIÓN

Para conocer los procesos oceanográficos en una región se requiere de la estimación de balances dinámicos y termodinámicos que frecuentemente utilizan bases de datos oceánicos y atmosféricos. Roemmich (1989), por ejemplo, analizó datos hidrográficos en la región oceánica costera del sur de California, y observó que en un volumen de control existe, en la media temporal, un balance entre los transportes de volumen por advección geostrofica y de Ekman. Este resultado indica que, en primer orden, los dos transportes son los términos más importantes de la ecuación del balance de volumen total. Posteriormente, Bograd *et al.* (2001) analizaron datos de 55 cruceros hidrográficos de la misma región y encontraron que la ganancia neta de calor por la superficie fue de ~ 86 W m⁻². Ambos estudios mostraron que el máximo flujo de calor

en la interface océano-atmósfera ($\sim 130 \text{ W m}^{-2}$) ocurre en primavera, y que existe una evaporación neta anual de $\sim 70 \text{ cm año}^{-1}$ y una baja precipitación, de 0.43 cm año^{-1} , que deben ser compensados por un transporte neto de sal hacia afuera del volumen de control. Estos resultados fueron obtenidos en una región que se caracteriza por la influencia de agua de origen subártico que resulta de un flujo neto de agua relativamente fría hacia el ecuador la mayor parte del año (Lynn y Simpson 1987). En contraste, el área oceánica costera frente a la Península de Baja California, la porción más meridional del Sistema de la Corriente de California (SCC), es una región que además de los flujos de agua subártica provenientes del norte recibe estacionalmente aportes de aguas de origen tropical y subtropical (Durazo y Baumgartner 2002). Algunos trabajos en este volumen discuten la variabilidad espacio temporal de los parámetros oceanográficos frente a la península (Durazo *et al.* este volumen, Castro y Martínez este volumen), que ponen de manifiesto la importancia de la variabilidad estacional e interanual de la temperatura y la salinidad para modular la variabilidad del balance geostrófico, y por lo tanto para el transporte de propiedades asociado con el campo de masa. Con respecto a la relevancia de procesos atmosféricos, no se sabe qué tan importante es en la región el transporte de Ekman en el flujo horizontal de propiedades a lo largo de la capa superficial del océano. Con la finalidad de evaluar si la influencia de aguas tropicales y subtropicales modifica el balance típico de agua con dominancia subártica (Roemmich 1989, Bograd *et al.* 2001), en este trabajo se utilizaron datos hidrográficos de diez años de la porción sureña del SCC para estimar los flujos estacionales de sal y calor.

DATOS Y MÉTODOS

Se utilizó la base de datos hidrográficos de observaciones realizadas por IMECOCAL de enero de 1997 a octubre de 2008. Para el análisis se consideraron los datos hidrográficos de 34 de los 41 cruceros realizados por el programa. El área de estudio y los métodos de obtención de datos los describen Durazo *et al.* (este volumen). Se consideró que las observaciones en cada crucero representan el promedio de cada estación. Para el cálculo de transporte de volumen, masa, calor y sal, se utilizó la caja de control mostrada en la figura 1, cuyas fronteras están orientadas perpendiculares y paralelas a la costa. Como convención, en este trabajo los transportes positivos (negativos) indican entradas o ganancias (salidas o pérdidas) hacia (desde) la caja.

El transporte de volumen geostrófico (T_V) a través de una sección de área se calculó como

$$T_V = \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 v_g dA \quad (1)$$

donde E_1 y E_n son las estaciones 100.30 y 123.42, respectivamente, h es el nivel de referencia (500 m) utilizado para los cálculos geostroficados, v_g es la velocidad geostrofica y dA es un elemento de área a lo largo de las coordenadas horizontal dx y vertical dz . T_V se expresa en Sverdrups ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). El transporte de Ekman (T_{Ek}) está dado por:

$$T_{Ek} = \left(\frac{\tau^y}{\rho_m f}, \frac{-\tau^x}{\rho_m f} \right) \quad (2)$$

donde τ^x y τ^y son la componente meridional y latitudinal del esfuerzo del viento, respectivamente, $\rho_m = 1026 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del agua, y f es el parámetro de Coriolis. El esfuerzo del viento se calculó de acuerdo con Large y Pond (1981) con datos de viento que se obtuvieron del "North American Regional Reanalysis Archive" (NARR, <http://dss.ucar.edu/pub/narr/>), que mantiene registros con una resolución espacial de 32 km y temporal de 3 horas. Estos datos se utilizaron para obtener una climatología mensual en base a información de 1997–2007, y se calculó el esfuerzo del viento tangencial a las caras del polígono.

El transporte geostrofico de masa se puede calcular como la integral de área de la densidad *in situ* multiplicada por la velocidad geostrofica perpendicular a cada sección. El transporte de masa (T_m) a lo largo de una sección cerrada en el volumen de control se obtiene mediante la ecuación:

$$T_m = \oint \rho v_g dA \quad (3)$$

donde $\rho = \rho(P, S, T)$ es la densidad *in situ*. Para cumplir la condición de conservación de masa ($T_m = 0$) fue necesario ajustar la velocidad geostrofica utilizada para los cálculos de flujo de masa y de calor. Se eligió una de las formas propuestas por Ochoa y Bray (1991), quienes sugieren sumar una velocidad constante (c) a la velocidad geostrofica. El valor de c es la velocidad neta que existe en el nivel de referencia en toda la sección. La ecuación (3) queda expresada como:

$$\int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \rho (v_g + c) dA = 0 \quad (4)$$

donde la constante c está dada por:

$$c = \frac{- \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \rho v'_g dA}{\int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \rho dA} \quad (5)$$

El cálculo del transporte de calor (T_c) considera la contribución del transporte geostrófico basado en mediciones hidrográficas (Bacon y Fofonoff 1996), y del transporte de Ekman (ec. 2); esto es,

$$T_c = \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \theta \rho C_p v'_g dA + \int_{E_1}^{E_n} \theta \rho C_p T_{EK} dl \quad (6)$$

donde $\theta = \theta(P, T, S, P_{ref} = 0)$ es la temperatura potencial, $C_p = C_p(\theta)$ es el calor específico del agua de mar en la superficie, $v'_g = v_g + c$ es la velocidad geostrófica modificada a transporte de masa igual a cero y dl es un elemento de longitud. Las unidades de T_c son watts ($W = J s^{-1}$).

El exceso de evaporación sobre precipitación en la caja se calculó de acuerdo con Bograd *et al.* (2001):

$$E - P = \frac{1}{S_0} \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 (S - S_0) \rho v'_g dA + \frac{1}{S_0} \int_{E_1}^{E_n} (S - S_0) \rho T_{EK} dl$$

donde S es la salinidad y S_0 es la salinidad media del área circundante de la caja control.

RESULTADOS

En la figura 2 se muestran los promedios estacionales del transporte de volumen geostrófico y de Ekman calculados para las cuatro estaciones del año. Las barras representan el error estándar e indican, en cada caso, la magnitud de la variabilidad interanual. El transporte de volumen geostrófico neto es negativo en otoño e invierno y positivo en primavera y verano, con un máximo de ~ 0.67 Sv en julio. Durante el verano los gradientes verticales y horizontales del campo de masa son más pronunciados (Durazo *et al.* este volumen), y por tanto el transporte debido al campo de corrientes geostróficas es máximo. En contraste, el transporte de Ekman fue siempre negativo y con muy poca variación estacional. Este mismo compor-

Figura 1. Área de estudio. Los puntos representan las estaciones de muestreo de la región IMECOCAL y la línea continua la caja control, delimitada al norte por la línea de muestreo 100, al oeste por las estaciones 60 sobre cada transecto, y al sur por la línea de muestreo 123.

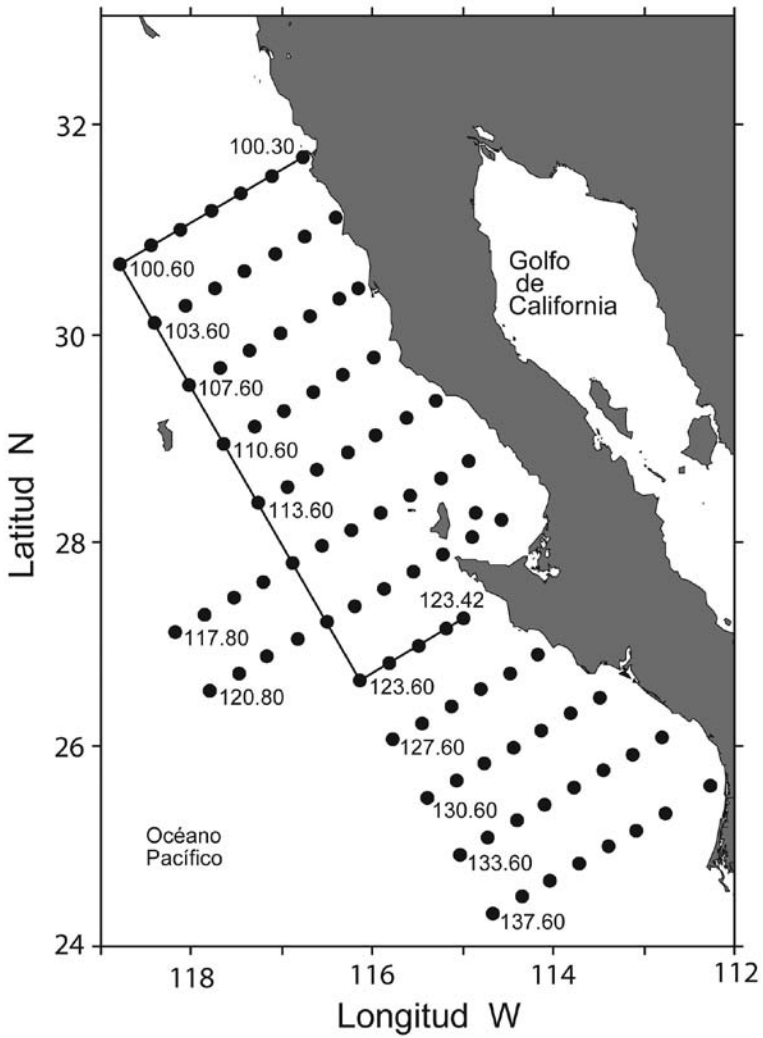
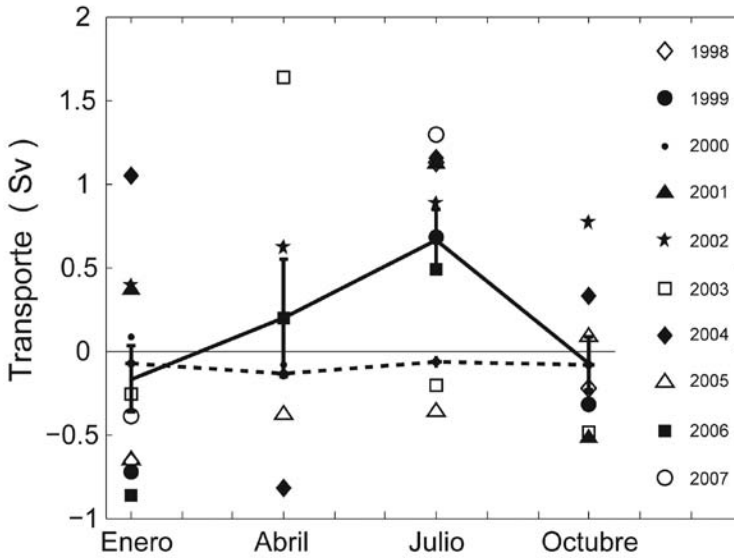


Figura 2. Promedios estacionales del transporte neto de volumen geostrófico (línea continua) y transporte de Ekman (línea segmentada) ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para los 34 cruces analizados. El transporte negativo (positivo) indica un flujo hacia afuera (adentro) de la caja de control. Los símbolos indican el valor del transporte neto de volumen geostrófico para cada una de las campañas realizadas en el período de muestreo. Las barras representan el error estándar de la media.



tamiento se observó en las estimaciones para la región frente al sur de California. Bograd *et al.* (2001) encontraron que las contribuciones de los transportes de Ekman y geostrófico a lo largo del año son similares en magnitud pero de signo contrario, con un máximo positivo del transporte neto de volumen geostrófico en abril (0.71 Sv). Esta diferencia en el tiempo de ocurrencia puede ser atribuida en parte a los efectos de recirculación causados por la presencia del giro ciclónico del sur de California, cuya máxima expresión es en julio. Otra diferencia importante entre los resultados de este trabajo y los obtenidos por Bograd *et al.* (2001) es que en la región IMECOCAL el transporte de Ekman es de menor magnitud, especialmente durante abril y julio (primavera y verano), discrepancia que puede ser atribuida a los vientos más intensos en el sur de California respecto a los vientos frente a la península (Pérez-Brunius *et al.* 2007). En la tabla 1 se muestra el trans-

porte neto de volumen debido a las contribuciones geostrófica y de Ekman ($G+E$). A pesar de que el transporte de volumen de Ekman fue negativo a lo largo del año, el transporte neto de volumen fue positivo en primavera y verano, lo que sugiere una dominancia del transporte geostrófico durante estos períodos.

Para el volumen de control utilizado en este trabajo (fig. 1) es posible considerar que, debajo de 500 m de profundidad, el flujo horizontal de calor es pequeño comparado con el flujo en la capa superior (los cálculos geostróficos están referidos a 500 m y la Corriente de California tiene su núcleo arriba de los 300 m de profundidad), y que no hay transferencia de calor a través del fondo de la caja. Bajo estas suposiciones la parte estacionaria del balance de calor está dada entre el flujo de calor horizontal (paredes) y la transferencia de calor con la atmósfera en la superficie, ya que en períodos largos el océano no se calienta ni se enfría. Con base en estas premisas se puede estimar el balance total del calor en el volumen de control a través de la integral de área sobre sus bordes laterales. En la figura 3 se presentan los resultados del cálculo del flujo horizontal del calor para cada una de las 34 campañas oceanográficas. Los promedios estacionales del flujo horizontal de calor debidos a la advección geostrófica indican una pérdida de calor por las paredes durante invierno y primavera, y una ganancia durante verano y otoño. El flujo neto de

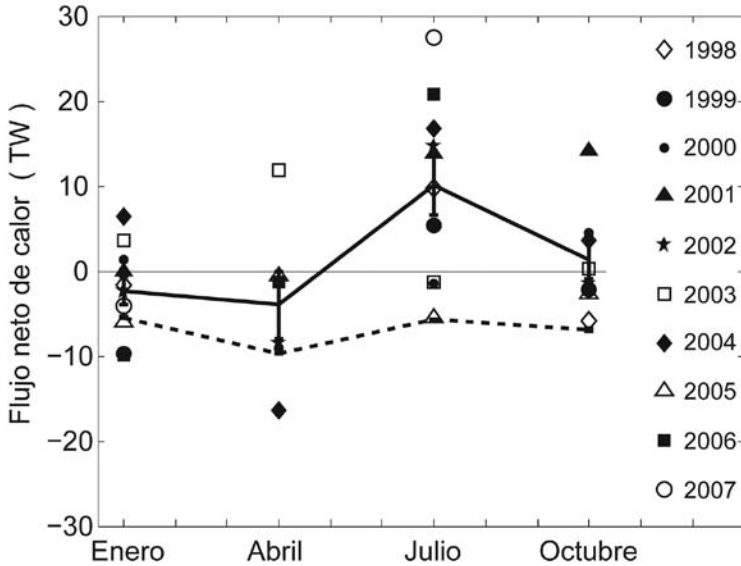
Tabla 1. Promedios estacionales de transporte de volumen geostrófico y de Ekman ($G+E$, S_v), flujo de calor horizontal (TW), flujo de calor a través de la superficie ($W\ m^{-2}$) y flujo de agua dulce ($1 \times 10^6\ kg\ s^{-1}$). Los intervalos de error representan el error estándar de la media, y los valores entre paréntesis en la primera columna muestran el total de cruceros utilizados para el promedio. El transporte negativo (positivo) indica un flujo hacia afuera (adentro) de la caja de control. Para el cálculo del flujo por la interfase se consideró un área superficial de $1.07 \times 10^{11}\ m^2$, en donde el signo negativo representa una ganancia de calor por el océano.

	Volumen $G+E$ (S_v)	Calor		E-P ($1 \times 10^6\ kg\ s^{-1}$)
		(TW)	($W\ m^{-2}$)	
Enero (10)	-0.24 ± 0.20	-7.75 ± 1.68	-72.4 ± 15.7	-4.8 ± 2.8
Abril (6)	0.06 ± 0.35	-13.73 ± 3.92	-128.3 ± 36.6	-10.8 ± 2.6
Julio (10)	0.60 ± 0.18	4.28 ± 3.33	40.0 ± 31.1	-14.1 ± 2.0
Octubre (8)	-0.16 ± 0.16	-5.65 ± 2.14	-52.8 ± 20.0	-8.4 ± 1.7
Promedio (34)	0.08 ± 0.12	-4.77 ± 1.73	-44.6 ± 16.2	-9.4 ± 1.3

calor por transporte de Ekman resultó negativo (salida) en todas las estaciones del año. La suma de los transportes geostrofico y de Ekman (G+E, tabla 1) muestra que la entrada de calor al volumen de control ocurre solamente en el verano, cuando el transporte de volumen (fig. 2) es máximo. Sin embargo, es también posible que las ganancias de calor durante el verano se deban a la intrusión desde el sur de masas de agua de mayor temperatura relativa (Agua Ecuatorial Subsuperficial y Agua Subtropical Superficial, Durazo *et al.* este volumen). En el resto de las estaciones del año, la pérdida de calor por las paredes se debe a una mayor advección de aguas frías de origen subártico hacia el ecuador (Corriente de California), y al incremento en las surgencias costeras producto de vientos más intensos a lo largo de la costa durante estos períodos (Castro y Martínez este volumen). Entre todas las campañas analizadas la máxima ganancia de calor por advección geostrofica (27.3 TW) se observó en julio de 2007, mientras que la máxima pérdida (-16.4 TW) ocurrió en abril de 2004 (fig. 3). En términos generales el promedio anual del flujo horizontal de calor fue de -4.77 TW (tabla 1), que equivale a una ganancia de flujo de calor del océano a la atmósfera de $\sim 45 \text{ W m}^{-2}$, consistente con una ganancia neta obtenida a partir de datos atmosféricos por Winant y Dorman (1997) y Nelson y Husby (1983) en la región sur de California.

El transporte neto de agua dulce en un volumen de control es un indicador de los procesos de evaporación y precipitación que ocurren en la interfase océano-atmósfera. Un flujo de agua negativo (salida) implica, en promedio a largo plazo, un exceso de la evaporación sobre la precipitación. En la figura 4 se muestran los cálculos del transporte neto de agua para todas las campañas analizadas. Los resultados indican en general una salida (exportación) de agua por transporte geostrofico en la mayoría de las campañas realizadas, con excepción de un flujo de entrada (importación) en los cruceros de enero de 1998, 2005, 2006 y 2007. Estos valores positivos están asociados a eventos El Niño (Durazo 2009), y sugieren una mayor precipitación. Los transportes de agua debidos a la dinámica de Ekman en la capa superficial fueron positivos, aunque de menor magnitud que los calculados por el transporte geostrofico. Los promedios estacionales del flujo de agua (tabla 1) indican salida (exportación), con máximos relativos en abril y julio que sugieren un exceso de evaporación sobre la precipitación en esas estaciones del año. El promedio anual de transporte de agua fue de $-9.4 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$, que equivale a una tasa de evaporación de $\sim 27 \text{ cm año}^{-1}$. Roemmich (1989) reportó resultados similares para la región del sur de California, aunque Bograd *et al.* (2001) encontraron que la mayor exportación de agua en esa misma área ocurre en otoño.

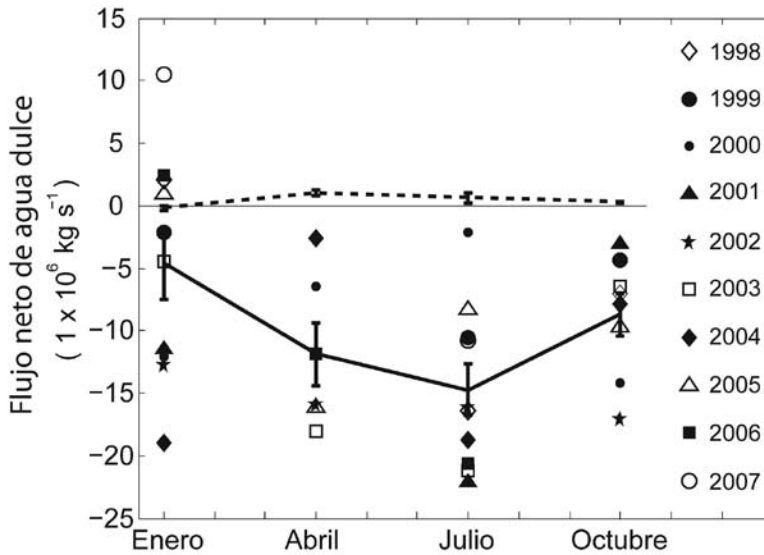
Figura 3. Promedios estacionales de los flujos netos de calor en la horizontal debido al transporte geostrófico (línea continua) y al transporte de Ekman (línea segmentada) para los 34 cruceros analizados. Flujo positivo de calor indica ganancia de calor hacia dentro de la caja. Flujo negativo indica transporte hacia fuera de la caja y equivale a una transferencia de calor del océano a la atmósfera. Los símbolos indican el valor del flujo neto de calor por transporte geostrófico para cada una de las campañas realizadas en el período de muestreo. Las barras representan el error estándar de la media.



DISCUSIÓN

La variabilidad estacional en el transporte de volumen de Ekman (fig. 2) mostró un máximo en abril (-0.13 Sv) y un mínimo en enero (-0.07 Sv), en contraste con el transporte de volumen por geostrofia cuyo máximo (0.66 Sv) y mínimo (-0.16 Sv) ocurren en julio y enero, respectivamente. El máximo estacional del transporte de Ekman en primavera está asociado con la intensificación de los vientos durante esa época, lo que ocasiona un máximo relativo en el transporte de Ekman (Reid *et al.* 1958, Pérez-Brunius *et al.* 2007, Castro y Martínez este volumen). Hacia el verano el viento se debilita y la variabilidad espacial del campo de masa se incrementa, lo que origina que el transporte geostrófico (0.66 Sv) adquiera una mayor

Figura 4. Promedios estacionales del flujo neto de agua debidos al transporte geostrófico (línea continua) y al transporte de Ekman (línea segmentada). El signo positivo (negativo) indica transporte neto hacia dentro (afuera) de la caja de control por corrientes oceánicas. Los símbolos indican el valor del flujo neto debido al transporte geostrófico para cada una de las campañas realizadas en el período de muestreo. Las barras representan el error estándar de la media.



importancia relativa respecto al transporte total. Los mínimos relativos observados en enero (invierno), tanto para el transporte de Ekman como para el transporte geostrófico, corresponden con la temporada en que los vientos son más débiles y variables, y los gradientes verticales y horizontales en el campo de masa son menos pronunciados.

La integral de superficie del transporte de calor mostró que la mayor pérdida y ganancia de calor por advección ocurre durante abril y julio, respectivamente. La salida (pérdida) de calor por advección en abril implica una ganancia en el flujo neto de calor por la interface océano-atmósfera de $\sim 128 \text{ W m}^{-2}$, mientras que la ganancia de calor por advección observada en julio equivale a una pérdida de calor por la interfase océano-atmósfera de 40 W m^{-2} . La pérdida de calor por advección está asociada a aguas subárticas, y la ganancia es atribuible a un mayor aporte de aguas de origen tropical (Durazo

et al. este volumen, Durazo y Baumgartner 2002). La mayor aportación de agua de origen tropical y subtropical ocurre durante el otoño (Lynn y Simpson 1987, Durazo *et al.* este volumen). La ganancia de calor que se observó en el verano sugiere que en esa época del año la estratificación vertical y el campo de masa son elementos más importantes en la regulación del transporte de volumen hacia dentro de la caja control, en comparación con la intrusión de agua con mayor temperatura relativa en otoño.

La integral de superficie del transporte de agua (fig. 4, tabla 1) mostró que en promedio estacional existió una salida de agua desde la caja de control durante todo el año, con máximos relativos durante abril y julio. Este resultado sugiere que la evaporación excede a la precipitación a lo largo de todo el año, con una probable excepción durante la presencia de eventos cálidos de escala interanual (El Niño). Los máximos en el flujo de agua pueden estar asociados con vientos más intensos en primavera y verano (Pérez-Brunius *et al.* 2007, Castro y Martínez este volumen), cuyo efecto directo es incrementar la tasa de evaporación en la interfase.

La influencia de aguas de origen tropical y subtropical frente a la península se registra principalmente durante el otoño (Lynn y Simpson 1987, Durazo y Baumgartner 2002, Durazo *et al.* este volumen). Es entonces cuando se esperaría una mayor advección de calor, así como máximos relativos en los flujos de agua hacia el volumen de control debido a la influencia de aguas de mayor temperatura y salinidad relativas. Sin embargo, los promedios estacionales de los flujos netos mostraron máximos durante el verano, asociados principalmente con gradientes horizontales más marcados en el campo de masa, y por tanto, corrientes geostróficas más intensas. El hecho de que el flujo de agua resultara positivo durante los inviernos asociados con eventos El Niño (fig. 4) sugiere que, a escala interanual, los flujos de entrada hacia el volumen de control están fuertemente afectados tanto por la advección de aguas más cálidas y salinas como por la alteración de los procesos de intercambio de calor en la interfase océano-atmósfera. Cabe esperar que en regiones más al sur (22–26 °N) los balances muestren además de un comportamiento estacional, un máximo relativo durante la época de otoño debido a la mayor entrada de flujos hacia el polo asociados con el debilitamiento de los vientos en esa época.

REFERENCIAS

- Bacon S, Fofonoff N. 1996. Oceanic heat flux calculation. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 13: 1327–1329.
- Bograd SJ, Chereskin TK, Roemmich D. 2001. Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California System: annual cycle and interannual variability. *J. Geophys. Res.* 106: 9255–9275.
- Castro R, Martínez A. 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento frente a la Península de Baja California. 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.
- Chereskin TK. 1995. Direct evidence for an Ekman balance in the California Current. *J. Geophys. Res.* 100: 18261–18269.
- Durazo R. 2009. Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997–2008. *Progr. Oceanogr.* doi:10.1016/j.pocean.2009.07.043.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas en la Corriente de California frente a Baja California. 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. 25–57.
- Goericke R, Bradley RW, Bograd S, Collins C, Emmett R, Gaxiola-Castro G, Gomez-Valdes J, Harvey JT, Hyrenbach KD, Koslow T, Lara-Lara JR, Lo NCH, Peterson WT, Schwing FB, Sydeman WJ, Venrick E, Weiss MJ. 2007. The State of the California Current, 2006–2007: regional and local processes dominate. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 35–66.
- Hellerman S, Rosenstein M. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1093–1104.
- Large WG, Pond S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.* 11: 324–336.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current system: the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.
- Ochoa J, Bray NA. 1991. Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.* 38: 465–503.
- Pérez-Brunius P, López M, Parés-Sierra A, Pineda J. 2007. Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different data sources. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 204–214.

- Reid JL, Roden GI, Wyllie JG. 1958. Studies of the California Current system. Progress Report, CalCOFI, 1 July 1956 – 1 January 1958, La Jolla, Ca. Pp. 28–56.
- Roemmich D. 1989. Mean transport of mass, heat, salt and nutrients in southern California coastal waters: implications for primary production and nutrient cycling. *Deep-Sea Res.* 36: 1359–1378.
- Winant CD, Dorman CE. 1997. Seasonal patterns of surface wind stress and heat flux over the Southern California Bight. *J. Geophys. Res.* 102: 5641–5653.

TERCERA PARTE

Aspectos químicos

Flujos de CO₂ océano-atmósfera

ME De La Cruz-Orozco¹, JE Valdez-Holguín², G Gaxiola-Castro¹,
M Mariano-Matías³, TL Espinosa-Carreón³

RESUMEN

Se estimó el intercambio océano-atmósfera de CO₂ con datos superficiales *in situ* de la presión parcial de CO₂ (pCO₂), temperatura, salinidad y viento durante octubre de 2004 y enero, abril, julio y octubre de 2005 al sur de la Corriente de California (CC). La zona se subdividió latitudinalmente en tres regiones: norte (29–31°N), transición (27.5–29°N) y sur (25–27.5°N). Durante 2005 la región norte tuvo flujos negativos (el océano captó CO₂), como consecuencia de la baja temperatura del mar. La región de transición tuvo flujos negativos durante la temporada fría (enero y abril) y positivos (el océano aportó CO₂) en la temporada cálida (julio y octubre). La región sur tuvo flujos positivos por la influencia del agua cálida subtropical. La máxima variabilidad espacial ocurrió en abril y julio debido al

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). División de Oceanología. Carretera Ensenada Tijuana No. 3918, Zona Playitas. Ensenada, Baja California 22860. delacruz@cicese.mx, ggaxiola@cicese.mx.

² Universidad de Sonora. Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (DICTUS). Blvd. Rosales y Rodríguez s/n, Col. Centro. Hermosillo, Sonora 83000. jvaldez@guayacan.uson.mx.

³ Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional (CIIDIR). Unidad Sinaloa-IPN. Blvd. Juan de Dios Bátiz Paredes No. 250. Guasave, Sinaloa 81101. pregon7@hotmail.com; tespinosac@ipn.mx, leticiaesp@gmail.com.

efecto del viento dominante. En general, los flujos de CO_2 hacia la atmósfera aumentaron de norte a sur y del océano abierto hacia la costa. La menor variabilidad se presentó en la porción oceánica del área de estudio. El flujo medio anual de CO_2 ($1.12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ó $0.41 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) mostró que toda el área IMECOCAL actuó como una fuente, con un aporte aproximadamente cinco veces menor que el aporte de El Niño 1997-1998.

Palabras clave: flujo de carbono, pCO_2 , interacción océano-atmósfera, IMECOCAL, Corriente de California.

ABSTRACT

Ocean-atmosphere CO_2 exchange was estimated from *in situ* sea-surface data of CO_2 partial pressure (pCO_2), temperature, salinity and wind obtained during October 2004 and January, April, July and October 2005, south of the California Current (CC). The area was divided into three main regions: north ($29\text{--}31^\circ\text{N}$), transitional ($27.5\text{--}29^\circ\text{N}$), and south ($25\text{--}27.5^\circ\text{N}$). During 2005 the northern region had negative fluxes (CO_2 absorbed by the ocean), as a result of low sea surface temperatures. The transitional region had negative fluxes during the cold season (January and April), whereas in the warm period (July and October) fluxes were positive (oceanic supply of CO_2 to the atmosphere). Throughout the period sampled the southern region showed positive fluxes. Maximum variability of fluxes was registered for April and July, due to strong wind- forced advection. In general, CO_2 fluxes from the ocean increased from north to south and from oceanic to coastal regions. Lower flux variability occurred in the oceanic region of the area. Mean CO_2 flux for the studied period showed that all the IMECOCAL area constituted a CO_2 source to the atmosphere ($1.12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ or $0.41 \text{ mol m}^{-2} \text{ year}^{-1}$), of approximately five times less magnitude than El Niño 1997-1998.

Key words: carbon flux, pCO_2 , ocean-atmosphere interactions, IMECOCAL, California Current

INTRODUCCIÓN

La transferencia de carbono de un depósito a otro varía en función del tiempo. Debido a su rápida capacidad de transferencia de CO_2 , el océano se ha considerado como un depósito activo mayor de este gas invernadero en comparación con la li-

tósfera. El océano es un captador neto de CO_2 a nivel mundial, reteniendo entre 25 y 30% de todas las emisiones de CO_2 antropogénicas, las cuales han aumentado en más de 30% el contenido de CO_2 atmosférico con respecto a los niveles previos a la revolución industrial (Chavez *et al.* 2007).

La capacidad del océano para absorber este exceso de CO_2 de la atmósfera juega un papel relevante en el calentamiento global, mitigando el efecto invernadero producido por el exceso de CO_2 . La distribución del CO_2 en el océano es más heterogénea que en la atmósfera ya que depende de la solubilidad del gas y de factores físicos como la temperatura, salinidad, surgencias y vientos, entre otros (Takahashi *et al.* 1993, Sarmiento y Gruber 2006).

La Corriente de California (CC) transporta agua fría del subártico hacia las costas de la Península de Baja California. El flujo de la CC se intensifica durante primavera y principios de verano debido al efecto de los vientos dominantes del norte y del noroeste, generando intensas surgencias costeras (Zaytsev *et al.* 2003, Espinosa-Carreón *et al.* 2004). Hacia finales de verano los vientos dominantes disminuyen, con el consecuente debilitamiento de los afloramientos costeros y la intrusión por la región sur de agua cálida de origen subtropical (Durazo y Baumgartner 2002).

La CC es afectada por los cambios climáticos interanuales asociados con eventos El Niño-La Niña (Bograd *et al.* 2001). Durante El Niño 1997–1998 los flujos de CO_2 hacia la atmósfera en la CC frente a las costas de California fueron del orden de los $5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Friederich *et al.* 2002).

En este trabajo se presenta la distribución del intercambio de CO_2 entre el océano y la atmósfera, así como su variabilidad espacio-temporal en la región sur de la Corriente de California. Dado que esta región tiene variabilidad estacional y espacial definida, los resultados pueden mostrar cuáles localidades actúan como fuentes y cuáles como sumideros de CO_2 .

MATERIALES Y MÉTODOS

Metodología

Los datos utilizados provienen de cinco campañas oceanográficas realizadas por el programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), a bordo del B/O Francisco de Ulloa del CICESE. Este programa consiste en un monitoreo cuatrimestral a lo largo de una red de aproximadamente 100 estaciones distribuidas en 12 líneas perpendiculares a la costa (fig. 1). El área de estudio está

Figura 1. Distribución espacial de la temperatura superficial con isotermas cada 0.5°C. Las líneas oblicuas muestran los derroteros efectuados por el B/O Francisco de Ulloa durante los cruceros de: (a) octubre de 2004 (IMO410), y (b) enero (IM0501), (c) abril (IM0504), (d) julio (IM0507) y (e) octubre (IM0510) de 2005. Los números en (d) muestran las líneas hidrográficas del programa IMECOAL.

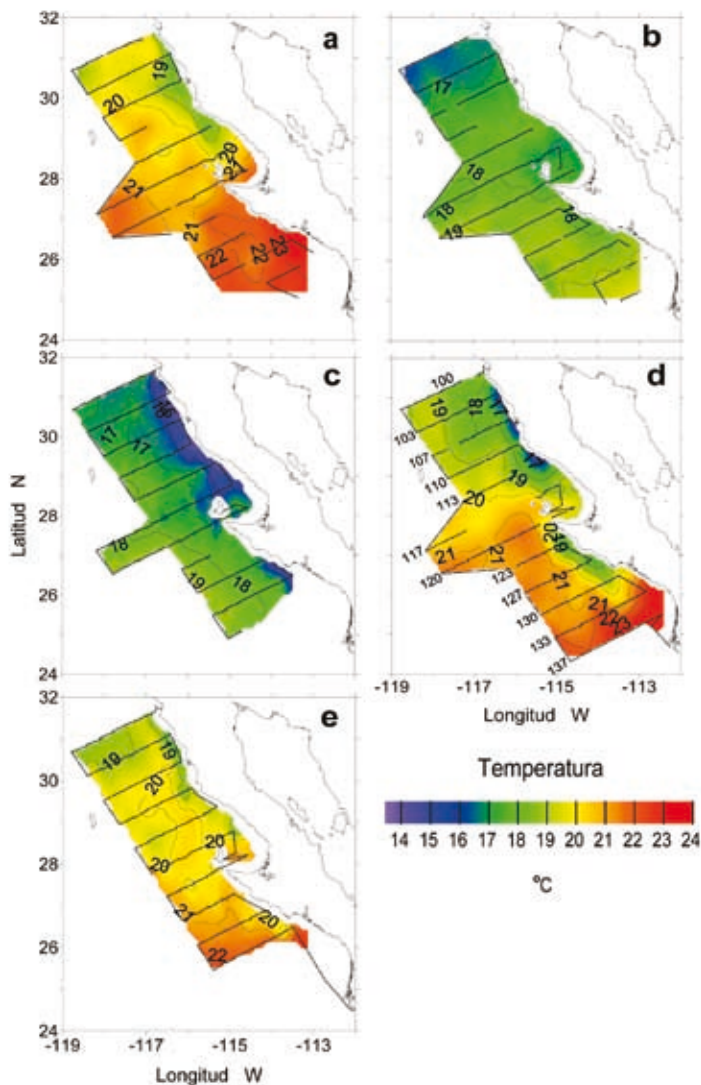
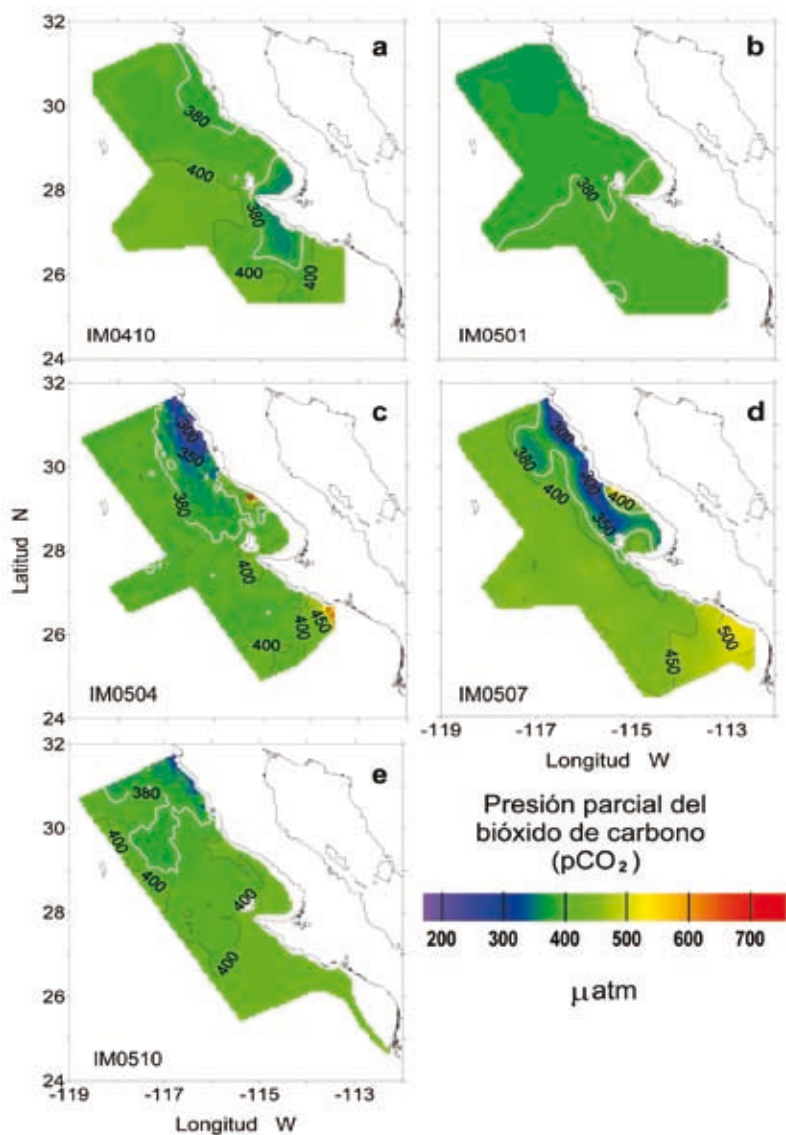


Figura 2. Distribución espacial de la presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) superficial (μatm) durante: (a) octubre de 2004, y (b) enero, (c) abril, (d) julio y (e) octubre de 2005. La línea blanca representa la $p\text{CO}_2$ del agua de mar equivalente a la $p\text{CO}_2$ atmosférica que predominó en 2005 (380 μatm).



localizada frente a la costa occidental de la Península de Baja California, en la porción noroccidental de México. Las campañas se realizaron del 12 al 23 de octubre de 2004 (IMO410), del 23 de enero al 12 febrero de 2005 (IMO501), del 23 de abril al 10 de mayo de 2005 (IMO504), del 23 de julio al 12 de agosto de 2005 (IMO507), y del 14 al 24 de octubre de 2005 (IMO510).

Se tomó agua de una toma ubicada en el fondo del casco del barco para medir de manera continua la temperatura y la salinidad mediante un termosalinómetro Seabird que tenía acoplado un sistema para la medición de $p\text{CO}_2$ de flujo continuo. Este sistema consistió en una cámara donde se equilibran los gases disueltos en el agua de mar con los gases del aire. Después el CO_2 en forma gaseosa es llevado a un sensor infrarrojo LICOR 6262 para medir su fracción molar en una atmósfera seca. La precisión del instrumento es de $\pm 1.0 \mu\text{atm}$ y éste se calibró automáticamente cada dos horas mediante un estándar de CO_2 con una concentración de $400 \mu\text{atm}$. Se estima que el error por deriva es menor al 0.1% (Friederich *et al.* 2002).

Cálculo de flujos

Para el cálculo de los flujos (F_{CO_2}) se usaron las ecuaciones descritas en la tabla 1, tomadas de Sarmiento y Gruber (2006). La velocidad del viento (u_{10} ; m s^{-1}) se estimó para 10 m sobre el nivel del mar y fue obtenida del satélite QuikSCAT (tabla 1) con una resolución de 0.25° de latitud ($\sim 28 \text{ km}$). Se promedió la velocidad del viento por unidad de área del transecto durante el día (am = 06:00–18:00) y la tarde-noche (pm = 18:00–06:00). Cuando no hubo datos de velocidad del viento para un día dado, el área se amplió hasta cubrir toda la región de IMECOCAL comprendida entre 24 y 32° de latitud norte y 119 y 112° de longitud oeste, y se tomó el promedio de la velocidad del viento para el día y la tarde-noche.

Para el cálculo de $\Delta p\text{CO}_2$ se utilizó la media regional diaria de $p\text{CO}_2$ atmosférico para cada campaña oceanográfica, obtenida de <http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview> y de <http://scrippsco2.ucsd.edu/data/ljo.html> (tabla 1). Para el crucero IMO410 la media y la desviación estándar de $p\text{CO}_{2\text{aire}}$ fue $375 \mu\text{atm}$ (± 0.6), para el IMO501 fue de $380 \mu\text{atm}$ (± 2.8), para el IMO504 de $385 \mu\text{atm}$ (± 1.1) y para el IMO507 de $378 \mu\text{atm}$ (± 1.4). Para el crucero IMO510 se utilizó una media mensual de $381 \mu\text{atm}$. La $\Delta p\text{CO}_2$ indica a grandes rasgos que dirección podría tomar el flujo de CO_2 (según el signo) entre el océano y la atmósfera. Los valores positivos corresponden a un flujo de CO_2 hacia la atmósfera y los negativos hacia el océano.

Tabla 1. Ecuaciones usadas para el cálculo de los flujos de CO₂.

$F_{\text{CO}_2} = k_s S_A (\Delta p\text{CO}_2)$	Flujos de CO ₂ (F_{CO_2})
$\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2\text{mar}} - p\text{CO}_{2\text{aire}}$	Diferencia de presiones parciales del CO ₂ entre el océano y la atmósfera.
pCO _{2aire} de la atmósfera obtenidos de: http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html (Globalview-CO ₂) y de http://scrippsco2.ucsd.edu/data/ljo.html	
$k_s = 0.27 \langle u_{10} \rangle^2 [S_c/600]^{-0.5}$	Velocidad de transferencia Sweeney et al. (2007)
$S_c = 2073.1 - 125.62t + 36276t^2 - 0.043219t^3$	Número de Schmidt en función de la temperatura (°C)
u_{10}	Velocidad del viento: QuikSCAT http://podaac.jpl.nasa.gov
$S_A = \frac{F_A}{P - p^{\text{H}_2\text{O}}} \times 10^6 \frac{\text{mmol m}^{-3}}{\text{mol l}^{-1}}$	Parámetro de solubilidad P = presión atmosférica = 1 atm 10 ⁶ = factor de conversión a milimoles
$\ln F_A = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + A_4(T/100)^2 + S[B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2]$	
Función de solubilidad volumétrica (F_A): A ₁ = -160.7333, A ₂ = 215.4152, A ₃ = 89.892, A ₄ = -1.47759; B ₁ = 0.029941, B ₂ = -0.02746, B ₃ = 0.005341, T = temperatura (°K) y S = salinidad	
$\ln p^{\text{H}_2\text{O}} = 24.4543 - 67.4509(100/T) - 4.8489 \ln(T/100) - S(0.000544)$	
Presión parcial del vapor de agua ($p^{\text{H}_2\text{O}}$): T = temperatura (°K) y S = salinidad	

RESULTADOS

Hidrografía

Los valores más bajos de temperatura superficial se encontraron durante la temporada fría (enero y abril; fig. 1b, c), con medias de 17.86 °C y 17.16 °C, respectivamente; en cambio los valores más altos de temperatura se midieron durante la temporada cálida (julio y los octubres), con una media de 20.70 °C en 2004 y 20.19 °C en 2005 (fig. 1a, e) y un mayor intervalo durante el crucero de julio (13.79–24.6 °C). En general, temperatura y salinidad aumentaron de norte a sur. Durante abril y julio el incremento ocurrió de la costa hacia el océano (fig. 1c, d). La menor variabilidad de la temperatura se observó al norte de la línea 110, mientras que al sur de la línea 123 se encontró la menor variabilidad de la temperatura, observándose entre estas dos líneas hidrográficas los mayores gradientes de temperatura superficial.

Presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$)

La $p\text{CO}_2$ siguió una distribución similar a la temperatura superficial, con los valores más bajos en la región norte y los más altos en la región sur del área de estudio (fig. 2a–e). Durante octubre de 2004 la $p\text{CO}_2$ varió entre 309 μatm y 436 μatm , con una media de 396 μatm (fig. 2a). En enero la variación de $p\text{CO}_2$ estuvo entre 357 μatm y 408 μatm , con una media de 377 μatm , y se observó la menor variabilidad de $p\text{CO}_2$ en toda el área de estudio (fig. 2b). En abril y julio se obtuvieron medias de $p\text{CO}_2$ de 383 μatm y 416 μatm , respectivamente, con las mayores variaciones debido a las surgencias costeras (fig. 2c, d). En abril se observaron valores de $p\text{CO}_2$ entre 164 μatm y 799 μatm , y en julio de 144 μatm a 752 μatm . Durante octubre de 2005 la $p\text{CO}_2$ media fue de 395 μatm , con mínimo de 216 μatm y un máximo de 488 μatm (fig. 2e). La línea blanca en la figura 2 muestra la $p\text{CO}_2$ atmosférica (380 μatm) para 2005 (Chavez *et al.* 2007).

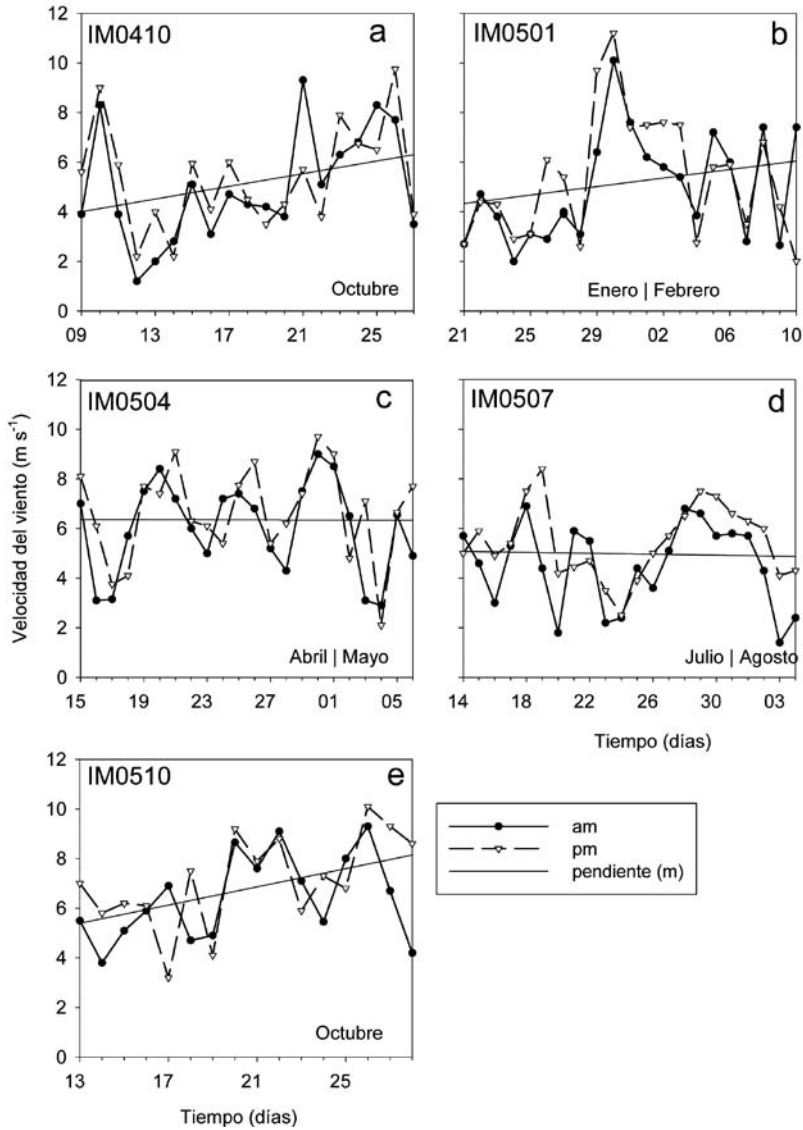
La distribución de $\Delta p\text{CO}_2$ fue muy similar a la distribución de $p\text{CO}_2$ aumentando de norte a sur y del océano hacia la costa. El menor intervalo se registró durante el crucero IM0501 (–30 μatm y 30 μatm), incrementándose en los meses de octubre hasta –70 y 70 μatm . Durante las campañas de abril y julio se registraron los mayores intervalos de $\Delta p\text{CO}_2$ por la presencia de surgencias costeras (De La Cruz-Orozco *et al.* 2007).

Velocidad del viento

La velocidad del viento mostró cambios espaciales y temporales con tendencia a aumentar de norte a sur durante la temporada fría (cruceros IM0410, IM0501 y IM0510), mientras que en la temporada cálida (cruceros IM0504 y IM0507) fue variable y con una ligera tendencia a disminuir hacia el final del crucero (fig. 3a–e). En los cruceros de octubre las medias fueron de 5.2 m s^{-1} en 2004 y de 6.8 m s^{-1} en 2005, con un incremento de la intensidad del viento cerca de la línea 107 (fig. 3a, e), y alcanzando valores máximos de hasta 10.1 m s^{-1} por la tarde-noche (pm) del crucero IM0510. Durante el crucero IM0501, la velocidad media del viento fue similar a la obtenida durante el crucero IM0410, a cuyo inicio se registraron velocidades bajas <4.0 m s^{-1} , que después se incrementaron en 7.0 m s^{-1} a mitad del crucero, el 30 de enero, para después disminuir hasta ~4.0 m s^{-1} (fig. 3b).

En abril y julio el viento fue más variable pero sin ningún patrón espacial definido (fig. 3c, d). En abril la velocidad del viento registró máximos de 10 m s^{-1} ,

Figura 3. Promedio de la velocidad del viento diario (m s^{-1}) diurno (am) y nocturno (pm) en la región IMECOCAL durante: (a) octubre de 2004 y (b) enero, (c) abril, (d) julio y (e) octubre de 2005.



con una media de 6.4 m s^{-1} e intensidades tan bajas como 3 m s^{-1} . Aunque en el crucero IM0507 ocurrió una gran variabilidad en la velocidad del viento, la media fue la menor registrada (5 m s^{-1}), con la mayor velocidad del viento (8.4 m s^{-1}) en la tarde-noche (pm) del 19 de julio (fig. 3d).

Flujos de CO_2

La distribución espacial de los flujos de CO_2 fue muy similar a la distribución de $p\text{CO}_2$ (figs. 2, 4); por consiguiente la mayor variabilidad ocurrió durante los cruces de abril y julio (fig. 4c, d) presentando los mayores valores positivos y negativos en la costa. En la zona oceánica los valores estuvieron por debajo de $5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, a excepción por algunas lengüetas que incursionaron la zona debido a las corrientes (Peterson *et al.* 2006).

Los mayores flujos negativos calculados durante los cruces IM0504 y IM0507 fueron $-16.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y $-24.9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ entre las líneas hidrográficas 103 y 110 (fig. 4c, d), y estuvieron relacionados con concentraciones altas de clorofila-*a* de 12 mg m^{-3} y 6 mg m^{-3} , respectivamente. Los mayores flujos positivos se presentaron al norte y sur del área de estudio (línea 113 y 130), con valores de $21.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y $22.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ al norte y de $13.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y $12.4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ al sur, respectivamente. Durante el crucero IM0501 los flujos de CO_2 estuvieron cercanos al equilibrio con una media de $-0.14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, lo que caracterizó al área IMECCAL como un sumidero moderado de CO_2 atmosférico en invierno. En este crucero se presentó la mayor intensidad del viento (11.0 m s^{-1}) el 30 de enero cerca de la línea 120 (fig. 3b). Se estimaron flujos negativos en las zonas costeras al norte (línea 103) en los meses de octubre; sin embargo durante 2004 hubo una lengüeta entre las líneas 120 y 130 con un máximo de $-11.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (fig. 4a). En el resto del área el flujo fue positivo y $<5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, con excepción a una zona costera donde alcanzó valores de hasta $8.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (línea 130).

DISCUSIÓN

La distribución espacial y temporal de la temperatura superficial (fig. 1) y la salinidad en 2004 y 2005 (datos no mostrados) siguieron los esquemas reportados para la zona de IMECCAL (Peterson *et al.* 2006), en ausencia de eventos de gran escala como El Niño o alguna intensificación anómala como la reportada por Venrick *et al.* (2003).

Con base en la variabilidad espacial de temperatura superficial reportada por Jerónimo y Gómez-Valdés (2006), se dividió latitudinalmente el área en tres regiones: norte (31°-29° N), transición (29°-27.5° N) y sur (27.5°-25° N). Temporalmente, los valores de temperatura superficial caracterizaron un período frío (enero), otro cálido (octubre) y uno de transición (abril-julio), este último con una extensa variabilidad ambiental. Durante los cruceros IMO410, IM0501 e IM0510 la temperatura superficial mostró una distribución latitudinal diferente a la observada en abril y julio (fig. 1c, d) debido al efecto de las surgencias costeras a lo largo de la península (Durazo *et al.* este volumen).

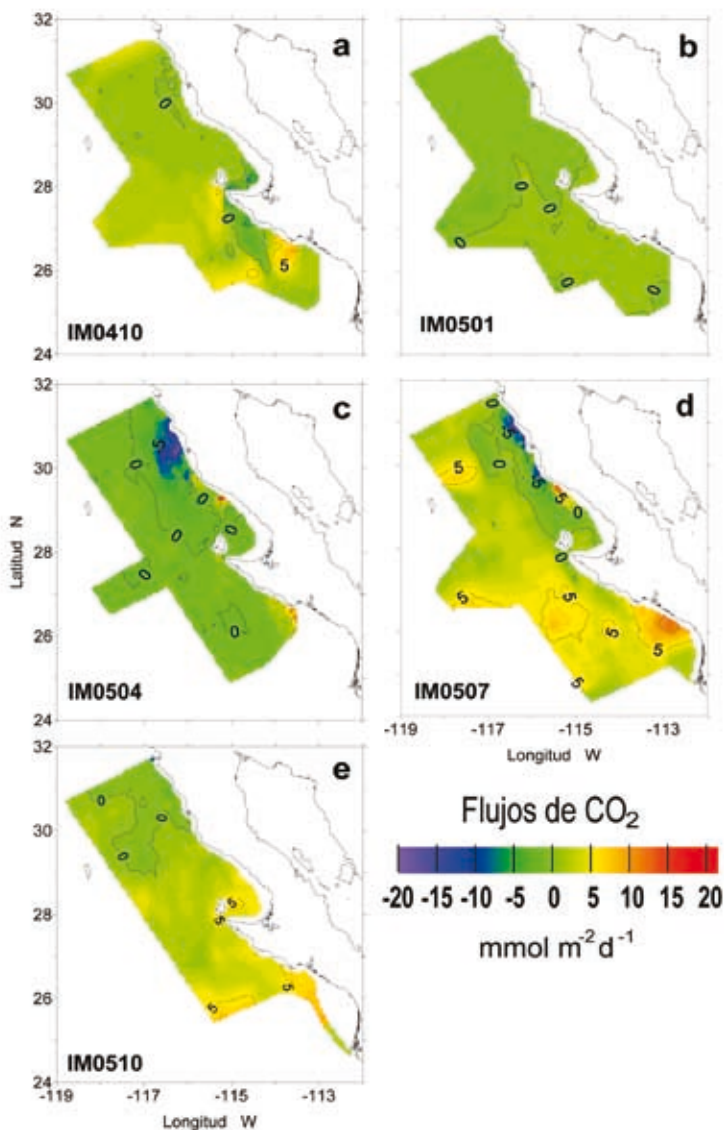
La variación espacio-temporal de $p\text{CO}_2$ y $\Delta p\text{CO}_2$ del océano fue similar a la distribución de la temperatura superficial (De La Cruz-Orozco *et al.* 2007), con la misma regionalización y un aumento de norte a sur. Sin embargo, al eliminar de los datos de $p\text{CO}_2$ el efecto del incremento latitudinal de temperatura (Takahashi *et al.* 1993; Takahashi 2004) el resultado fue que los valores de $p\text{CO}_2$ fueron similares en ambas regiones. Las diferencias en las presiones parciales se podrían deber al efecto conjunto de la salinidad, la fugacidad del gas, o la incorporación de CO_2 por el fitoplancton durante la fotosíntesis y al aportado por la respiración (Sarmiento y Gruber 2006).

En 2005 predominó, en la mayor parte del área, un flujo de CO_2 hacia la atmósfera (tabla 2) debido a que la $p\text{CO}_{2\text{mar}}$ estuvo por arriba del punto de equilibrio (380 μatm), mientras que los flujos de CO_2 fueron negativos principalmente en la región norte. Aunque la intensidad de los vientos fue similar en los cruceros de octubre de ambos años, la variabilidad en 2004 fue mayor.

Tabla 2. Media (desviación estándar) de los flujos de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$), por crucero y por regiones separadas latitudinalmente, así como media y (desviación estándar) general de los flujos de CO_2 a lo largo de toda el área de estudio por crucero (última columna).

Crucero (IM_año_mes)	Flujos de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$)			Área total del crucero
	Norte: 31–29°N	Transición: 29–27.5°	Sur: 27.5–25°	
IMO410	0.749 (1.20)	0.938 (2.14)	2.158 (2.08)	1.28 (1.94)
IM0501	-0.301 (0.18)	-0.438 (0.66)	0.191 (0.27)	-0.14 (0.50)
IM0504	-0.08 (2.65)	-1.19 (3.39)	0.064 (0.90)	0.939 (1.70)
IM0507	-0.759 (5.94)	1.159 (1.75)	4.044 (2.37)	1.77 (4.52)
IM0510	-0.115 (1.65)	2.624 (1.57)	3.537 (2.13)	1.76 (2.46)

Figura 4. Distribución espacial de los flujos de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) durante los cruces de: (a) octubre de 2004 y (b) enero, (c) abril, (d) julio y (e) octubre de 2005. El contorno cero equivale al punto de equilibrio de las presiones parciales entre océano y atmósfera.



Durante los cruceros IM0504 e IM0507 la variabilidad de $p\text{CO}_2$ y de los flujos de CO_2 fue alta cerca de la costa (fig. 2c, d), asociadas con bajas temperaturas, relativamente alta salinidad y alta concentración de clorofila-*a*. Estos factores son característicos de eventos de surgencias costeras frente a Baja California (Barton y Argote 1980, Zaytsev *et al.* 2003), localizados en la región norte (línea 107) y en la región sur (línea 130). Durante julio en la región norte los valores superficiales de $p\text{CO}_2$ y del flujo de CO_2 fueron menores a $200 \mu\text{atm}$ y $-24 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, respectivamente, mientras que la región sur presentó valores de $p\text{CO}_2$ mayores a $500 \mu\text{atm}$ y flujos de $12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En abril los valores observados fueron similares en las zonas costeras de las regiones norte y sur. Friederich *et al.* (2002) y Hales *et al.* (2005) mostraron datos similares en zonas de surgencia frente a la costa de Monterey, California.

Es posible distinguir dos escenarios en la zona costera donde se han presentado surgencias. En el primer escenario, aguas con alto contenido de CO_2 asociado con baja temperatura superficial ($\leq 13.0 \text{ }^\circ\text{C}$), salinidad cercana a 34, concentraciones de bajas a intermedias de clorofila-*a* (0.5 a 1.0 mg m^{-3}) (Peterson *et al.* 2006) y alto valores de $p\text{CO}_2$ ($> 500 \mu\text{atm}$), sugieren una surgencia costera reciente cuyo resultado será una exportación del exceso de CO_2 hacia la atmósfera identificando dicha zona como una fuente temporal de CO_2 . En el segundo escenario, bajas concentraciones de $p\text{CO}_2$ ($< 250 \mu\text{atm}$), asociadas también con temperaturas superficiales bajas ($\leq 13.0 \text{ }^\circ\text{C}$) y alta salinidad (~ 34.0), pero con altas concentraciones de clorofila-*a* (5.0 a 12.0 mg m^{-3}), sugieren una post-surgencia con un desarrollo intenso de fitoplancton (luz y nutrientes suficientes) y con el consecuente consumo alto de CO_2 vía fotosíntesis en la zona costera hasta alcanzar valores de $p\text{CO}_2$ por debajo del punto de equilibrio, convirtiendo temporalmente la zona de surgencia costera en un sumidero de CO_2 atmosférico, un proceso que podría continuar hasta que los nutrientes en la capa de mezcla llegaran a ser limitantes para el crecimiento del fitoplancton.

En el área de estudio se encontró una relación entre las estructuras de distribución espacial de $p\text{CO}_2$ y la CC. La lengüeta identificada durante el crucero IM0504 se asoció al paso del núcleo de la CC por el centro del área de estudio arrastrando hacia el sur agua que provenía de la costa por transporte de Ekman. Durante el crucero IM0507 el núcleo de la CC pasó más alejado de la costa, por lo que el agua de surgencia no se propagó más allá de la zona costera (Peterson *et al.* 2006).

La región IMECOCAL se caracteriza por gran variabilidad en el campo del viento, lo cual determina en gran medida el intercambio de gases a través de la interfase

océano-atmósfera (Sarmiento y Gruber 2006). El efecto físico de la temperatura sobre la $p\text{CO}_2$ es más lento en comparación con el efecto biológico (Sarmiento y Gruber 2006), de tal forma que se pueden observar estructuras como la ocurrida durante el crucero IM0504 (Iengüeta) en la que se midieron valores de $p\text{CO}_2$ por debajo del equilibrio ($380 \mu\text{atm}$) y flujos negativos asociados con bajas concentraciones de clorofila-*a* en la zona oceánica.

Al promediar los flujos a lo largo del área total (tabla 2) se encontró que sólo durante el crucero IM0501 el sistema actuó como sumidero de CO_2 ($-0.14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Durante el resto de los cruceros éste fue un exportador de CO_2 . El promedio total del flujo de CO_2 durante el estudio fue de $1.12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ó $0.41 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, lo que significa que la región IMECOCAL en su conjunto exportó CO_2 hacia la atmósfera. Sin embargo, este valor es aproximadamente cinco veces menor al reportado frente a las costas de California, durante un evento El Niño (Friederich *et al.* 2002).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado parcialmente por el Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACyT) como parte del proyecto "Mecanismos y escala de acoplamiento físico-biológico en el ecosistema pelágico de la región sureña de la Corriente de California" (SEP-2003-CO2-42569) y por los proyectos "Flujos de carbono en el Golfo de California (FLUCARGOC) (60679)" y "Flujos de carbono en el Golfo de California segunda parte (FLUCARGOCII) (84944)". Agradecemos el apoyo de G Friederich de MBARI-EUA por el procesamiento de los datos de $p\text{CO}_2$. Mariano Matías recibió beca del IPN para sus estudios de maestría. TL Espinosa-Carreón tiene becas COFAA y EDI del IPN.

REFERENCIAS

- Barton ED, Argote ML. 1980. Hydrographic variability in an upwelling area off northern Baja California in June 1976. *J. Mar. Res.* 38: 631–649.
- Bograd SJ, Chereskin TK, Roemmich D. 2001. Transport of mass, heat, salt and nutrients in the southern California Current System: Annual cycles and interannual variability. *J. Geophys. Res.* C5: 9255–9275.

- Chavez FP, Takahashi T, Cai WJ, Friederich G, Hales B, Wanninkhof R, Feely RA. 2007. Coastal Oceans. En: King AW, Dilling L, Zimmerman GP, Fairman DM, Houghton RA, Marland G, Rose AZ, Wilbanks TJ (eds.), *The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center, Asheville, NC, USA. Pp. 157–166.
- De La Cruz-Orozco ME, Gaxiola-Castro G, García-Córdova J, Friederich G, Chavez F, Gómez-Valdés J. 2007. Presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) frente a Baja California. En: Hernández de la Torre B, Gaxiola Castro G (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE. Pp. 397–409.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas. 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. 25–57.
- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109: C03039, doi: 10.1029/2003JC002105.
- Friederich GE, Walz PM, Burczynski MG, Chavez FP. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997–1999 El Niño-La Niña event. *Progr. Oceanogr.* 54: 185–203.
- Hales B, Takahashi T, Bandstra L. 2005. Atmospheric CO_2 uptake by a coastal upwelling system. *Global Biogeochem. Cycles* 19, GB1009, doi: 10.1029/2004GB002295.
- Jerónimo G, Gómez-Valdés J. 2006. Promedios de temperatura y salinidad sobre una superficie isopícnica en la capa superior del océano frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 32: 663–671.
- Peterson B, Emmett R, Goericke R, Venrick E, Mantyla AW, Bograd SJ, Schwing FB, Ralston S, Fomey KA, Lavaniegos BE, Sydeman WJ, Hyrenbach KD, Bradley RW, Chavez FP, Warzybok P, Hunter K, Benson S, Weise M, Harvey J, Gaxiola-Castro G, Durazo R. 2006. The state of the California current, 2005–2006: Warm in the north, cold in the south. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 47: 30–74.
- Sarmiento JL, Gruber N. 2006. *Ocean Biogeochemical dynamics*. Princenton, New Jersey. 495 pp.

- Sweeney C, Gloor E, Jacobson AR, Key RM, McKinley G, Sarmiento JL, Wanninkhof R. 2007. Constraining global air–sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements. *Global Biogeochem. Cycles* 21, GB2015, doi: 10.1029/2006GB002784.
- Takahashi T. 2004. Carbon Dioxide (CO₂) Cycle. Steele JH, Thorpe SA, Turekian KK (ed) *Encyclopedia of Ocean Science*. Academic Press. New York. Pp. 400–407.
- Takahashi T, Olafsson J, Goddard JG, Chipman DW, Sutherland SC. 1993. Seasonal variations of CO₂ and nutrients in the high–latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochem. Cycles* 7: 843–878.
- Venrick E, Bograd SJ, Checkley D, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hunter J, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegos BE, Mantyla A, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 2003. The State of the California Current, 2002–2003. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 44: 28–60.
- Zaytsev O, Cervantes-Duarte R, Sánchez-Montante O, Gallegos–García A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *J. Oceanogr.* 59: 489–502.

Variación espacial y temporal del pH

MC Juárez-Colunga¹, JM Hernández-Ayón², R Durazo^{1,3},
R Lara-Lara³, G Gaxiola-Castro³, A Siqueiros-Valencia²,
O Salmerón-García⁴

RESUMEN

Se seleccionaron los resultados de pH representativos de condiciones de invierno, primavera y verano para los primeros 200 m de profundidad de nueve cruceros realizados de 2006 a 2008 en las costas de Baja California. Se encontraron diferentes escenarios: en invierno se midieron pHs cercanos al valor en equilibrio (~ 8.05) en la superficie, producto del intercambio con la atmósfera y una baja productividad biológica. En primavera hubo mayor variabilidad del pH debido a la alta actividad biológica causada por eventos de surgencias. En verano se registraron los máximos valores de pH y éstos se atribuyen al consumo de carbono inorgánico acumulado hacia el final de la época de surgencias. Por debajo de los 50 m el pH se vio controlado por procesos de advección: en invierno y verano se observa-

¹ Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. Apartado postal 453. Ensenada 22800, Baja California.

² Universidad Autónoma de Baja California. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Apartado postal 453. Ensenada 22800, Baja California. jmartin@uabc.edu.mx.

³ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada 22860, Baja California.

⁴ Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía. Circuito Exterior, Ciudad Universitaria 04510, Distrito Federal.

ron valores más bajos (~ 0.2 unidades) hacia el sur de Punta Eugenia por la incursión de Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs), que presentó valores de $\text{pH} < 7.5$, mientras que durante primavera los valores de pH fueron ~ 0.2 unidades más altos que en invierno y verano debido a que el pH del Agua del Subártico (ASA) tiene valores de $\text{pH} > 7.7$. Por lo tanto, la variación espacial del pH en las costas de Baja California está determinada por la variación temporal de las proporciones de ambas masas de agua.

Palabras clave: pH , IMECOCAL, costas de Baja California, Corriente de California, Agua Subártica.

ABSTRACT

Representative pH results for winter, spring and summer conditions in the upper 200 m were selected during nine cruises conducted off the coast of Baja California between 2006 and 2008, finding different scenarios: in winter, pH values close to the equilibrium value (~ 8.05) were recorded at the surface due to water-atmosphere exchange and low biological productivity; in spring, pH showed greater variability derived from high biological productivity due to upwelling; and in summer, maximum pH values were recorded and attributed to the consumption of inorganic carbon accumulated by the end of the upwelling season. Below 50 m depth pH was controlled by advection processes. In winter and summer, lower values (~ 0.2 units) were recorded to the south of Punta Eugenia owing to the incursion of Subsurface Equatorial Water (SSEW) with $\text{pH} < 7.5$; whereas in spring, pH values were ~ 0.2 units higher than in winter and summer because of the presence of Subarctic Water (SAW) with $\text{pH} > 7.7$. The spatial variation of pH off the coast of Baja California is thus determined by temporal variations in the proportion of both water masses.

Keywords: pH , IMECOCAL, Baja California coasts, California Current, Subarctic Water

INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha incrementado el interés por estudiar el efecto de la absorción del CO_2 en los océanos y zonas costeras del mundo. Para ello, desde

2006 en las costas de Baja California (CBC) se han implementado proyectos en los que se han estado midiendo la presión parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$), pH, alcalinidad total (AT) y carbono inorgánico disuelto (CID). La importancia de las mediciones de pH reside en que sus variaciones representan cambios en las concentraciones de CID, ya que ambas variables responden de manera opuesta. Se ha descrito que los cambios del pH no sólo responden a cambios por procesos biológicos, sino que también responden a procesos físicos. Fuhrmann y Zirino (1988) encontraron una gran correlación entre pH, clorofila y temperatura, y mostraron que aguas frías recién transportadas del fondo tienen pHs relativamente bajos; sin embargo, cuando dicha agua rica en nutrientes alcanza una temperatura óptima, el pH se incrementa durante el florecimiento fitoplanctónico por la captación de carbono. Por lo tanto, el pH es una herramienta que permite detectar zonas de alta o baja productividad primaria, o zonas donde los procesos físicos son importantes. Adicionalmente, el estudio del pH ha cobrado mayor interés por el proceso descrito como “acidificación del océano”, el cual se atribuye al aumento en la absorción del CO_2 antropogénico por las aguas superficiales. Sobre este tópico, Feely *et al.* (2008) encontraron que en las CBC ocurren transportes de aguas subsaturadas en carbonato hacia la plataforma continental durante eventos de surgencias con pHs de ~ 7.75 , y no se esperaba que dichos eventos ocurrieran sino hasta dentro de 50 años. Sin embargo el muestreo de Feely *et al.* (2008) fue sólo en verano, y se desconoce lo que ocurre el resto del año. Aquí se presentan los primeros resultados de mediciones de pH en las CBC, a partir de las cuales el propósito de este trabajo fue determinar la variación espacial y temporal del pH en la región IMECOCAL e identificar los procesos físicos y biológicos más importantes que modifican esta variable.

METODOLOGÍA

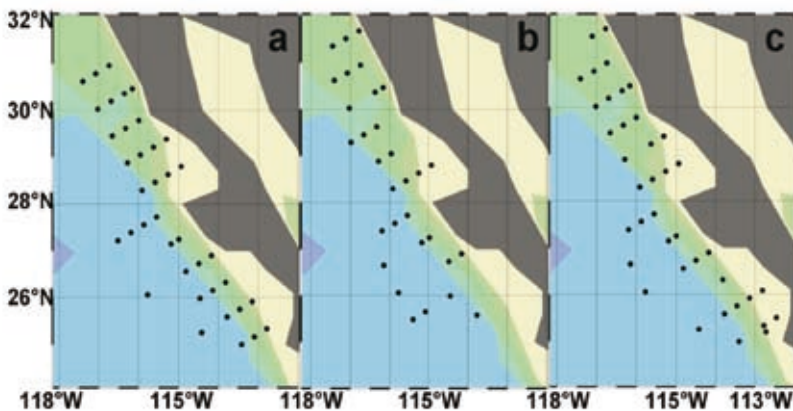
Se realizaron nueve cruceros entre febrero de 2006 y julio de 2008. Aquí sólo se presentan los resultados de abril de 2006 (Abr06), enero de 2007 (Ene07) y agosto de 2007 (Ago07), considerados como meses representativos de primavera, invierno, y verano respectivamente (fig. 1). La recolecta de agua se hizo mediante una roseta General Oceanics integrada a un CTD marca Sea Bird SBE 911 Plus. En cada estación se tomaron muestras con botellas Niskin a 0, 20, 50, 100, 150 y 200 m de profundidad para los análisis de pH, de acuerdo con Zirino *et al.* (2007). Adicionalmente se realizaron mediciones al inicio y al final de los

análisis de las muestras con un estándar de un pH calculado en la escala “agua de mar” (H_{AM}) mediante el programa de Lewis y Wallace (1998) utilizando valores certificados de AT y CID. Esta escala de pH es ~ 0.13 unidades más baja que la escala National Bureau of Standards (pH_{NBS}) usada en las primeras mediciones oceanográficas. La actual existencia de la escala H_{AM} refleja el perfeccionamiento gradual de la determinación potenciométrica del pH, para lo cual existe un algoritmo que permite pasar de una escala a otra (ver Dickson 1984). La exactitud de las mediciones fue ~ 1 mv (0.02 unidades de pH). Se calculó el valor de pH en equilibrio entre el océano y la atmósfera con el programa CO_2 sys, a 25 °C, 33.5 de salinidad, AT de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y pCO_2 atmosférico de $385 \pm 5 \mu\text{atm}$ (<http://scrippsco2.ucsd.edu>).

RESULTADOS

Los resultados de este estudio se analizaron considerando la columna de agua en dos partes: (a) los primeros 50 m, los cuales coinciden generalmente con la capa de mezcla y en la que el pH puede ser modificado por procesos físicos como surgencias costeras, y/o biológicos como la captación de carbono por la fotosíntesis; y (b) las aguas entre 50 y 200 m de profundidad, en donde el pH puede ser modificado principalmente por advección ante cambios en la circulación de las masas de agua.

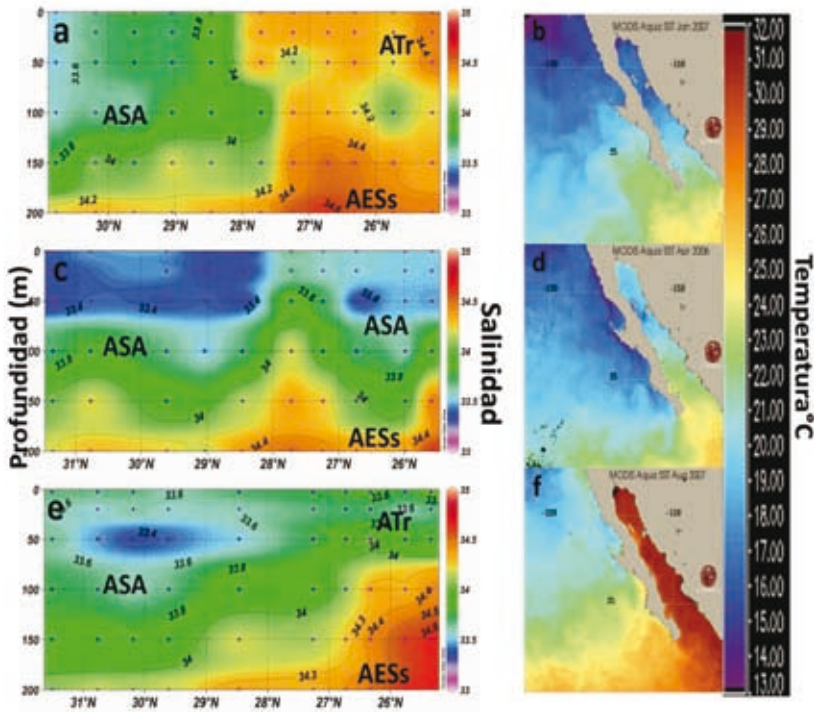
Figura 1. Estaciones muestreadas en (a) enero de 2007, (b) abril de 2006 y (c) agosto de 2007. Los puntos negros indican las estaciones en donde se midió el pH.



Salinidad y temperatura

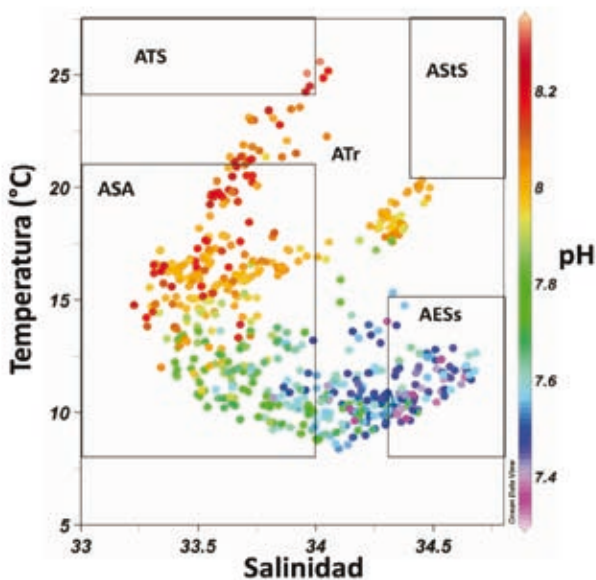
Durante el invierno se observó una diferenciación en la salinidad entre el norte y sur de Punta Eugenia (PE; fig. 2a). Se observó que la masa de Agua del Subártico (ASA) dominó al norte de PE desde la superficie hasta ~150 m, mientras que al sur se detectó una masa de Agua Transicional (ATr) en los primeros 100 m. Por otro lado, el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) al norte de PE incursionó hasta ~150 m, mientras que hacia el sur esta se detectó a ~125 m. Esta separación norte-sur se observó también en imágenes de la temperatura superficial del océano con fluctuaciones entre 15–17 °C en el norte, y 18–20 °C en el sur (fig. 2b).

Figura 2. Transectos verticales de salinidad e imágenes de satélite de temperatura superficial (°C) para enero de 2007 (a, b), abril de 2006 (c, d) y agosto de 2007 (e, f). ASA: Agua del Subártico, AESs: Agua Ecuatorial Subsuperficial y ATr : Agua Transicional. Los transectos de salinidad son de norte (izquierda) a sur (derecha).



En primavera se presentaron surgencias en toda la región costera, indicadas por temperaturas de ~ 13 °C (fig. 2d) y por el levantamiento de las isopicnas de ~ 100 m de profundidad hasta la superficie (no mostradas). Además el ASA dominó en toda la zona de estudio desde la superficie hasta los 150 m y, por tanto, no se encontraron diferencias entre las regiones al norte y sur de PE (fig. 2c). Lo mismo ocurrió con la temperatura superficial, que fluctuó entre 15 y 16 °C, excepto en las zonas donde se presentaron surgencias (fig. 2d). Por otro lado, la influencia de AESs al norte de PE se vio por debajo de ~ 180 m, mientras que al sur esto ocurrió a ~ 150 m. El verano se caracterizó por presentar estructuras de mesoescala con un giro ciclónico al norte de PE y dos giros anticiclónicos, uno entre Ensenada y Punta Baja y otro al sur de PE, estructuras que se pueden observar en la figura 2f (ver geostrofia en McClatchie *et al.* 2008). Adicionalmente, al norte de PE el ASA

Figura 3. Diagrama T-S y pH que incluye sólo las estaciones donde se midió el pH durante enero 2007, abril 2006 y agosto 2007. Se indica el intervalo de variación de las distintas masas de agua (Durazo *et al.* este volumen). ATS: Agua Tropical Superficial, AStS: Agua Subtropical Superficial, ATr: Agua Transicional, ASA: Agua Subártica y AESs: Agua Ecuatorial Subsuperficial.



dominó desde la superficie hasta los ~200 m, mientras que al el sur además del ASA se detectó la presencia de ATr hacia las costas de Baja California Sur. Por debajo de los 100 m se presentó el AESs, pero con una influencia más débil hacia el norte (fig. 2e); además, la temperatura superficial aumentó en toda la región, con valores de hasta 20 °C hacia el norte, y ~25 °C hacia el sur (fig. 2f).

Mediante un diagrama T-S y con valores de pH en el eje Z, se estimaron promedios de pH para las dos masas de agua principales (fig. 3) con la finalidad de caracterizar el efecto de la advección por la presencia o ausencia de determinada masa de agua. De esta forma el ASA presentó valores de pH más alcalinos (entre 7.7 y 7.9), mientras que para AESs el pH fluctuó entre 7.4 y 7.5. Cabe señalar que el valor medio de pH asignado al AESs es sólo una aproximación debido a que no se muestreó el núcleo de esta masa de agua; sin embargo, su influencia en la salinidad y temperatura indica su presencia a profundidades menores a 200 m, donde los valores de pH son claramente más bajos. Las masas de ATS y ASSt son superficiales, y sus valores de pH fueron de ~8, sin una clara diferencia.

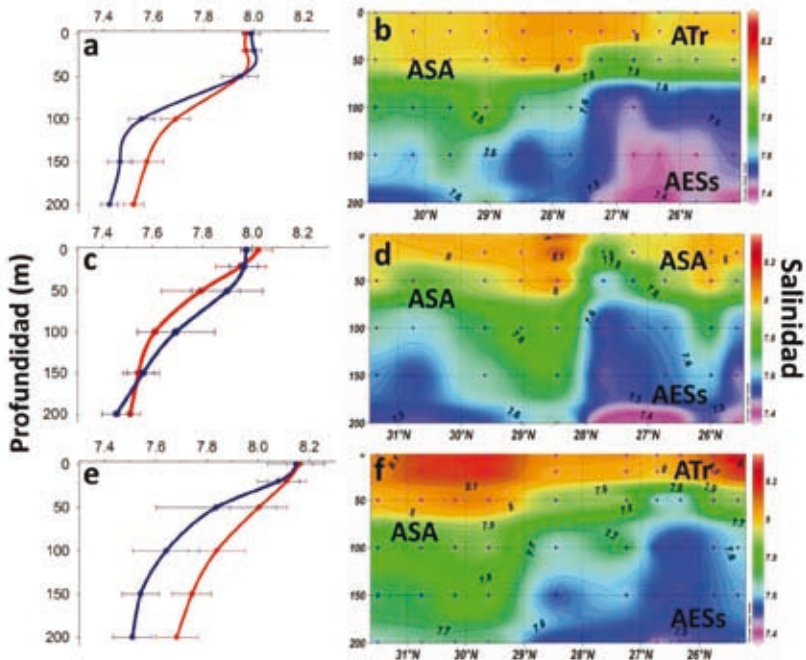
pH

Durante el invierno los valores de pH en los primeros 50 m se encontraron muy cercanos al valor en equilibrio de ~8.05 (fig. 4a, b); además, no presentaron diferencias entre el norte y sur de PE (fig. 4a). Sin embargo, por debajo de los 50 m se observó lo contrario en los perfiles de pH, con valores entre 0.1 y 0.2 unidades de pH más bajos hacia el sur de PE. La presencia de AESs en el sur fue detectada por su salinidad, temperatura, y valores de pH de ~7.5 a 7.4.

En primavera los perfiles medios muestran que no hubo diferencias de pH en toda la columna de agua, como resultado de la presencia de ASA en toda la CBC (fig. 4c, d); sin embargo, en la superficie se observaron fluctuaciones de pH entre ~7.8 y 8, producto de eventos de surgencia. En la imagen de satélite de temperatura (fig. 2) se observan valores de ~13 °C, el pH fue de ~7.8. Por otro lado, los pH de 7.8 en los primeros ~100 m estuvieron asociados a la presencia del ASA (fig. 4d), mientras que por debajo de ~170 m los valores de pH de 7.4 y 7.5 que se observaron al sur de PE se asocian a AESs.

El verano presentó variaciones de pH tanto en la superficie como en la vertical. Primero resaltan en verano valores de pH más altos en comparación con el resto de los muestreos. Los valores en la superficie fueron mayores a 8.1, un resultado que fue consistente en los tres muestreos realizados en esta época aún cuando

Figura 4. Perfiles y transectos verticales de pH. (a,b) invierno (enero de 2007), (c,d) primavera (abril de 2006) y (e,f) verano (agosto de 2007). Los perfiles fueron obtenidos con los promedios de cada profundidad estándar al norte (en rojo, líneas 100 a 110) y al sur (en azul, líneas 123 a 133) de Punta Eugenia. Las barras en cada perfil representan la desviación estándar. Los transectos de pH son de norte (izquierda) a sur (derecha) con las siglas de las masas de agua presentes: ASA (Agua del Subártico), ASsE (Agua Subsuperficial Ecuatorial) y ATr (Agua Transicional).



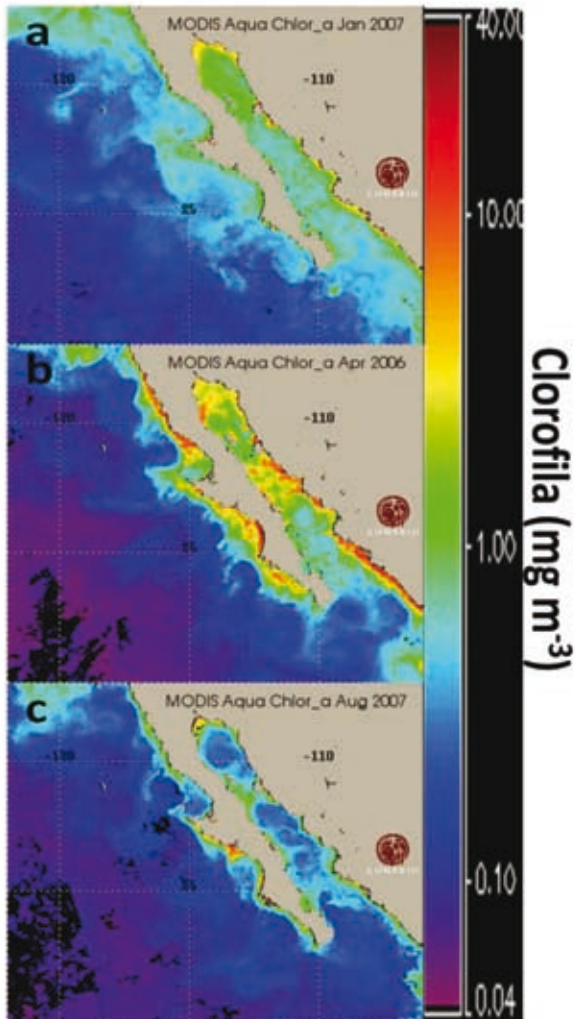
las clorofilas no fueron tan altas como las observadas en primavera. Por debajo de los 50 m, en cambio, se observó de nuevo una clara separación de pH con valores entre 7.7 y 7.8 típicos de ASA al norte de PE, mientras que al sur el pH fue menor a 7.6 asociado al AESs (fig. 4e, f).

Clorofilas

En las imágenes de satélite de clorofila para el invierno se encontró que las concentraciones de clorofila-*a* (Chl_a) fueron bajas, con valores menores a 1 mg m^{-3}

(fig. 5a). Esta escasa biomasa se encontró tanto en la región costera como en la oceánica, lo que indica un mínimo efecto de los procesos biológicos en el pH. En primavera ocurrió un escenario diferente debido a los eventos de surgencias costeras que promovieron altas biomásas de fitoplancton mayores a 10 mg m^{-3}

Figura 5. Imágenes de satélite de clorofila (mg m^{-3}) correspondientes a: (a) enero de 2007, (b) abril de 2006 y (c) agosto de 2007.



(fig. 5b). En esta época se esperaba observar valores de pH más altos producto del alto consumo de CID por el fitoplancton; sin embargo, el agua transportada por surgencias es normalmente baja en pH y su transporte es frecuente en esta época. Durante el verano se detectó una disminución en Chla de $\sim 1 \text{ mg m}^{-3}$ (fig. 5c), posiblemente debido a la marcada disminución de las surgencias. No obstante, en esta época se detectaron los valores de pH más altos, coincidiendo en estos meses con la detección de una región justo al sur de PE donde frecuentemente en los veranos se presenta un florecimiento de fitoplancton con concentraciones de $\sim 5 \text{ mg m}^{-3}$.

DISCUSIÓN

En este trabajo se describen las variaciones estacionales de pH observadas en las CBC en base al análisis de nueve cruceros, pero de los cuales se seleccionaron tres como representativos de cada época del año. Se observaron efectos directos de los cambios estacionales en las condiciones oceanográficas sobre el pH, debidos a procesos de advección de masas de agua, surgencias y a procesos biológicos en zonas identificadas por su alta productividad (Gaxiola-Castro *et al.* este volumen). Estos procesos modificaron el pH en dos porciones de la columna de agua.

En los primeros 50 m el pH respondió incrementando sus valores por arriba de ~ 8.2 por el proceso de fotosíntesis, como se describió para el verano, mientras que durante eventos de surgencias ocurrió lo contrario donde el pH fluctuó de ~ 7.8 a 7.6 . En aguas que se comportan como oligotróficas se observó un patrón diferente en el que las aguas superficiales adquieren valores de pH cercanos al valor en equilibrio (~ 8.05) con la atmósfera. Esto se ha reportado en mediciones de $p\text{CO}_2$ para las CBC por De la Cruz *et al.* (este volumen).

En la porción entre los 50 y 200 m, en donde el pH varió principalmente ante cambios estacionales en la circulación de las masas de agua, los cambios por arriba de 0.2 unidades de pH debidos sólo a la ausencia o presencia de las masas de agua descritas en este trabajo permiten resaltar la importancia de la advección como el principal proceso que modifica el pH a esas profundidades. Aunque existen otros procesos que pueden modificar el pH como la respiración y la disolución de carbonatos, la medición de su contribución requiere experimentos específicos. En toda la región en los primeros 200 m se detectaron básicamente dos masas de agua: ASA y AESs. Cuando dominó el ASA se detectaron valores de pH que fluctuaron entre 7.7 – 7.9 , mientras que cuando el AESs incursionó sobre la plataforma continental

el pH disminuyó a valores menores a 7.7 (fig. 4). La masa de agua conocida como ATr sólo se observó en la parte sur como producto de la mezcla del ASA con aguas tropicales y subtropicales. Sin embargo es difícil asignarle valores de pH a dicha masa de agua ya que al estar en la superficie adquiere un valor cercano a ~8.05 debido al intercambio con la atmósfera.

Durante el invierno el pH se caracterizó por presentar valores cercanos al valor en equilibrio en las aguas superficiales, mientras que por debajo de los 50 m se detectaron claras diferencias de pH y salinidad entre el norte y el sur de PE (figs. 2a, 5b). Durante el invierno las aguas superficiales se distinguieron por presentar bajas concentraciones de clorofilas, como se muestra en la figura 3b y como la han reportado autores como Peterson *et al.* (2006) y Gaxiola Castro *et al.* (este volumen); además esta época se caracteriza por presentar un debilitamiento de los vientos del noroeste que se refleja en la ausencia de surgencias (Castro y Martínez este volumen), y favorece la existencia de una mayor estratificación (Durazo *et al.* este volumen, Gaxiola Castro *et al.* este volumen).

Por debajo de los 50 m se detectó una clara diferencia en salinidad y temperatura entre el norte y el sur de PE, debida a la variación espacial de las masas de agua. Hacia el norte de PE hubo una mayor influencia de ASA, mientras que hacia el sur el AESs tuvo un mayor dominio. Sin embargo, el AESs también se pudo detectar claramente en el norte a profundidades cercanas a los 100 m (fig. 2a). Esta observación ha sido descrita por Durazo *et al.* (este volumen), quienes indican que en todas las estaciones del año, excepto en primavera, existe un flujo hacia el polo de la contracorriente subsuperficial costera formada por AESs, que es más fuerte al sur de PE donde alcanza menores profundidades en el norte. Los cambios estacionales en la circulación superficial favorecen la entrada de ATS y AESs al sur de PE, donde se ha detectado una contracorriente costera de mayor intensidad en forma de un flujo hacia el polo (Lynn y Simpson 1987, Durazo *et al.* este volumen). Estas condiciones hidrológicas permiten explicar la diferencia encontrada en los valores de pH en la columna de agua en las CBC, los cuales son más altos al norte de PE y más bajos hacia el sur debido a que cada masa de agua tiene sus propias características físicas y químicas y, por tanto, valores de pH que se comportan como una propiedad conservativa a esas profundidades. Anteriormente se señaló que el AESs presentó los valores más bajos de pH y por tanto su posible incursión o transporte hacia la superficie vía surgencias se reflejaría en valores más bajos de pH en la columna de agua. Este resultado fue consistente en los tres cruceros muestreados del invierno de 2006 al de 2008.

A diferencia del invierno, durante la primavera se observaron variaciones de pH en las aguas superficiales de las CBC con valores de pH de ~ 7.6 a >8.1 . La variabilidad del pH en la superficie se atribuyó a la presencia de zonas de alta productividad primaria que promueven aumentos en el pH. Sin embargo, cuando las surgencias recientes transportan aguas ricas en CO_2 ocurre lo contrario y el pH disminuye. Esta respuesta del pH a las surgencias y por efectos biológicos la han reportado otros autores en estudios realizados en aguas superficiales de las costas del Pacífico y en el Golfo de California (Zirino *et al.* 1982, Zirino y Lieberman 1985, Fuhrmann y Zirino 1988). Cabe aclarar que aún cuando la biomasa sea mayor en esta época, el pH no resulta tan alto como en el verano. Una diferencia adicional respecto al invierno fue que en aguas subsuperficiales no se encontraron diferencias de pH por debajo de los 50 m entre las regiones al norte y sur de PE. Esto se explica debido a que el ASA dominó la región con un mayor flujo de agua como se muestra en las figuras 2c y 4c-d, y se ha reportado como un comportamiento típico de esta estación (Lynn y Simpson 1987, Durazo *et al.* este volumen), cuando fue hasta ~ 200 m de profundidad donde se detectó al AESs en ambas regiones (fig. 2c).

El verano fue diferente respecto a las otras épocas del año, pero al menos en la superficie ésta podría considerarse como una época de transición en las condiciones oceanográficas entre primavera e invierno. En los tres cruceros de verano se observó una disminución del dominio del ASA de norte a sur en la superficie, a manera de una lengüeta en la que se detectaron los valores más altos de pH (8.1 a 8.3); sin embargo éstos sólo se observaron al norte de PE y coincidieron con el área donde el ASA se detectó con salinidades <34 . No obstante, en las secciones más al sur las aguas modificaron su temperatura hasta conformar una mezcla entre ASA y ATS (como lo reportan Durazo *et al.* en este volumen) en la cual el pH fue cercano a 8.1. Durazo *et al.* (este volumen) señalan que en verano se presentan vientos más débiles y hay un incremento en la ganancia de calor por el océano que propicia la estratificación vertical. Esto permite suponer que la zona donde el pH fue mayor a 8.1 fue producto de agua con mayor tiempo de residencia, que previamente tuvo gran cantidad de nutrientes y CID, y que fue transportada por surgencias hacia la superficie. Lo anterior sugiere que la historia de esta agua de mayor pH está relacionada con el CID consumido por procesos biológicos hasta que hubo disponibilidad de nutrientes, dando como resultado pHs relativamente más altos. Este proceso podría ser similar al descrito para aguas al sur de los umbrales del Golfo de California donde Zirino y Lieberman (1985) midieron pHs mayores a 8.3.

Durante el verano hacia el norte se notó la influencia del AESs, pero su presencia no se detectó sino por debajo de los 180 m. Esto explica porqué en la región norte los valores más bajos de pH se encontraron más profundos que en el invierno. Se ha reportado que la contracorriente suele ser también intensa en esta temporada del año y que esta intensificación de verano ha sido observada también en el sur de California (Gay y Chereskin 2009, Durazo *et al.* este volumen); por lo tanto, el pH se vio modificado en función de procesos biológicos como se observó en primavera-verano, y disminuyó a valores por debajo de ~ 7.9 debido al transporte de aguas subsuperficiales. Sin embargo, los mayores valores de pH registrados en el verano en la región norte parecen estar asociados a mayores tiempos de residencia posterior a los eventos de surgencias. Se ha reportado un comportamiento similar en espacio y tiempo en mediciones de $p\text{CO}_2$ superficiales a lo largo de la CBC, el cual se atribuye a eventos de surgencias y a la advección de masas de agua (Hernández-Ayón *et al.* este volumen).

De las observaciones entre 50 y 200 m resaltan las variaciones temporales de pH que ocurren por la influencia de las masas de agua ASA y AESs. Se encontró que el ASA presenta valores más altos de pH que AESs. Por lo tanto, el dominio de la primera sobre la segunda generará escenarios como los encontrados en primavera, mientras que el debilitamiento del ASA y la incursión de AESs producen los escenarios observados en verano e invierno. La poca presencia de ATr no permite observar su efecto en el pH, ni tampoco caracterizarlo, pero sin duda el agua subtropical modifica el pH en la zona sur como lo sugiere Franco-Nobela (2009). Por lo anterior, nuestros datos sugieren que los mecanismos descritos en este trabajo, son los principales causantes de los distintos escenarios espacio-temporales del pH en las aguas superficiales y subsuperficiales a lo largo de las costas de Baja California.

AGRADECIMIENTOS

Gracias al Dr. Saúl Álvarez-Borrego y a tres revisores anónimos por sus acertadas recomendaciones. Se agradece a la tripulación del B/O Francisco de Ulloa por el apoyo durante los cruceros, así como a los estudiantes Mariana Ribas, Angélica Pedraza, Gabriela Cervantes, Pablo Truco y Norma Oliva; al programa "Estudio de Parámetros del Sistema del CO_2 en Aguas Costeras Del Pacífico Mexicano" financiado por el proyecto CONACyT 25339; y el apoyo de los proyectos G0041T, G35326T, 017PÑ-1297, C02-42569, 47044, 48367, 23947, SEMARNAT-CONACYT 23804 y UC-MEXUS CN07-125.

REFERENCIAS

- Castro R, Martínez A. 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo del 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.
- De La Cruz-Orozco ME, Valdez-Holguín JE, Gaxiola-Castro G, Mariano-Matias M, Espinosa-Carreón TL. 2010. Flujos 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. 165-180.
- Dickson AG. 1984. pH scales and proton-transfer reactions in saline media such as sea water. *Geochim. Cosmochim.* 48: 2299–2308.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas. 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. 25-57.
- Franco-Nobela AC. 2009. Mediciones del sistema del carbono, oxígeno y nitratos en el Pacífico mexicano en condiciones de verano. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. 56 pp.
- 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, doi:10.1126/science.1155676.
- Fuhrmann R, Zirino A. 1988. High-resolution determination of the pH of seawater with a flow-through system. *Deep-Sea Res.* 35: 197–208.
- Gaxiola-Castro G, Cepeda-Morales J, Nájera-Martínez S, Espinosa-Carreón TL, De-la-Cruz-Orozco ME, Sosa-Avalos R, Aguirre-Hernández E, Cantú-Ontiveros JP. 2010. Biomasa y producción del fitoplancton. 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. 59-85.
- Gay PS, Chereskin TK. 2009. Mean structure and seasonal variability of the poleward undercurrent off southern California, *J. Geophys. Res.* 114, CO2007, doi:10.1029/2008JC004886.
- 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.
- Lewis E, Wallace D. 1998. Program developed for CO₂ system calculation. Oak Ridge National Laboratory, ORNL/CDIA-105.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current system: the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.
- McClatchie S, Goericke R, Koslow JA, Schwing FB, Bograd SJ, Charter R, Watson W, Lo N, Hill K, Gottschalk J, L'Heureux M, Xue Y, Peterson WT, Emmett R, Collins C, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Kahru M, Mitchell BG, Hyrenbach KD, Sydeman WJ, Bradley RW, Warzybok P, Bjorkstedt E. 2008. The state of the California Current, 2007–2008: La Niña conditions and their effects on the ecosystem. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 49: 39–76.
- Peterson WT, Emmett R, Goericke R, Venrick E, Mantyla A, Bograd SJ, Schwing FB, Hewitt R, Lo N, Watson W, Barlow J, Lowry M, Ralston S, Forney KA, Lavaniegos BE, Sydeman WJ, Hyrenbach D, Bradley RW, Warzybok P, Chavez F, Hunter K, Benson S, Weise M, Harvey J, Gaxiola-Castro G, Durazo R. 2006. The state of the California Current, 2005–2006: warm in the north, cool in the south. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 47: 30–74.
- Zirino A, Clavell C, Seligman PF. 1982. Cooper and pH in the surface waters of the Eastern tropical pacific ocean and peruvian upwelling system. *Mar. Chem.* 12: 25–42.
- Zirino A, Lieberman SH. 1985. Mapping strategies in chemical oceanography. En: A Zirino (ed.), *Advances in Chemistry*. Ser. 209. Ame. Chem. Soc., Washington, DC.
- Zirino A. 1975. Measurement of the apparent pH of seawater with a combination micro-electrode. *Limnol. Oceanogr.* 20: 654–657.

Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO₂ océano-atmósfera

JM Hernández-Ayón¹, G Gaxiola-Castro², F Chavez³, T Takahashi⁴, D Feely⁵, CL Sabine⁵, B Hales⁶, R Lara-Lara²

RESUMEN

Se identificaron cambios estacionales muy claros en los flujos de CO₂ en la costa occidental de Baja California. Se realizaron mediciones generadas en barcos de oportunidad entre 1993 y 2000. Se observó que de diciembre a mayo (invierno y principios de primavera) el océano se comportó como sumidero de CO₂, mientras que el resto del año fue una fuente de este gas hacia la atmósfera. Se observó además que durante la época en que las aguas costeras se comportaron como sumidero de CO₂, el área localizada al norte de Punta Eugenia mostró un mayor flujo de CO₂ hacia el océano, mientras que de junio a noviembre el sistema se convirtió en fuente hacia la atmósfera. Se realizó un análisis de las mediciones

¹ Universidad Autónoma de Baja California. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Carretera Tijuana-Ensenada km 107. Ensenada, Baja California. jmartin@uabc.edu.mx.

² Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas. Ensenada, Baja California 22860.

³ Monterey Bay Aquarium Research Institute. PO Box 628. Moss Landing, California 95039-0628.

⁴ Lamont-Doherty Geological Observatory. Columbia University. Palisades, New York 10964.

⁵ Pacific Marine Environmental Laboratory/NOAA. 7600 Sand Point Way NE. Seattle, Washington 98115-6349.

⁶ College of Oceanic and Atmospheric Sciences. Oregon State University. Corvallis, Oregon.

de la presión parcial de CO_2 (pCO_2) estacional realizadas en 1994 y se observó que durante el periodo de surgencias de primavera-verano el pCO_2 estuvo por debajo del valor de equilibrio con la atmósfera. Sin embargo, después del verano toda el área se volvió fuente hacia la atmósfera con valores máximos al sur de Punta Eugenia. El análisis anual de los datos sugiere que las costas de Baja California pueden ser consideradas como fuentes de CO_2 hacia la atmósfera.

Palabras claves: pCO_2 , flujos de CO_2 , costas de Baja California

ABSTRACT

Clear seasonal CO_2 flux changes were observed in the Pacific coast off Baja California. Opportunistic measurements from research vessels were made from 1993 to 2001. From December through May (winter and early spring) the deep-ocean and shelf surface water behaved as a sink for atmospheric CO_2 , whereas the rest of the year it was an important source of this gas to the atmosphere. In winter and early spring the coastal zone becomes a sink for CO_2 , more so north of Punta Eugenia, whereas from June to November this area became a source of CO_2 to the atmosphere. Seasonal data from 1994 show that during spring-summer, the upwelling season, CO_2 partial pressure (pCO_2) was below the equilibrium with the atmosphere. However, the system becomes a source of CO_2 after summer when maximum values can be observed south of Punta Eugenia. The annual data analysis suggests that the coastal zone of Baja California is a source of CO_2 to the atmosphere.

Keywords: pCO_2 , CO_2 fluxes, coasts of Baja California

INTRODUCCIÓN

En los últimos 150 años, la concentración de CO_2 en la atmósfera se ha incrementado en aproximadamente 100 partes por millón producto de las actividades industriales y quema de combustibles, haciendo que el océano esté absorbiendo un equivalente entre 20 y 30% del total del CO_2 emitido a la atmósfera (Siegenthaler *et al.* 2005). Anualmente el océano absorbe aproximadamente 1.8 billones de toneladas de carbono, las cuales han dado origen al proceso conocido como "acidificación de los océanos" (Caldeira y Wickett 2003, Feely *et al.* 2004, 2008). Una de las primeras evidencias de este proceso en las zonas costeras ha sido la presencia

crónica de agua subsaturada en aragonita durante condiciones de surgencia en la plataforma continental costera del Pacífico entre el centro de Canadá y el norte de México (Feely *et al.* 2008). Este hallazgo no es buena noticia, dado que se pronosticaba que esto no ocurriera sino hasta dentro de 50 años; sin embargo, se desconoce el posible impacto temporal que este fenómeno pudiera causar en organismos que segregan estructuras carbonatadas en dicha región.

Hasta ahora en las costas de Norteamérica sólo dos sitios cuentan con series de tiempo y registros históricos de flujos de CO_2 atmósfera-océano. Si bien la información existente para la región es limitada, es importante mencionar que se han realizado grandes esfuerzos por recopilar información histórica de mediciones superficiales de la presión parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$) obtenidas de manera oportunista de barcos en ruta a lo largo de las costas de Norteamérica. Esta información ha mostrado la gran variabilidad espacio-temporal de este parámetro en la región costera, pero es también evidente la falta de información para muchas áreas (Chavez *et al.* 2007). Para estudiar la variabilidad estacional de la $p\text{CO}_2$ la información disponible de varios años se agrupó en uno solo por áreas de ~ 100 km de norte a sur por 80 km de este a oeste. Una de las conclusiones relevantes de este esfuerzo fue que hacia el sur de 30°N el sistema se comportó en promedio como fuente de CO_2 (Takahashi *et al.* 2002, Chavez *et al.* 2007), lo que coincide con lo reportado de forma más específica para la región IMECOCAL por De La Cruz-Orozco *et al.* (2007) a partir de mediciones superficiales de $p\text{CO}_2$.

Por otro lado, se han generado múltiples expectativas sobre el papel que la bomba biológica del océano pudiera tener como mitigadora del CO_2 antropogénico. Sin embargo, en la actualidad se han generado muy pocos estudios sobre flujos de carbono en los márgenes continentales que se caracterizan por ser sumideros de carbono (Borges *et al.* 2005). Dicho mecanismo consiste en transformar biológicamente el CO_2 inorgánico en carbono orgánico particulado mediante la fotosíntesis para posteriormente ser transportado de la superficie hacia el fondo con los sedimentos como producto de la combinación de procesos físicos y químicos (Sarmiento y Gruber 2006).

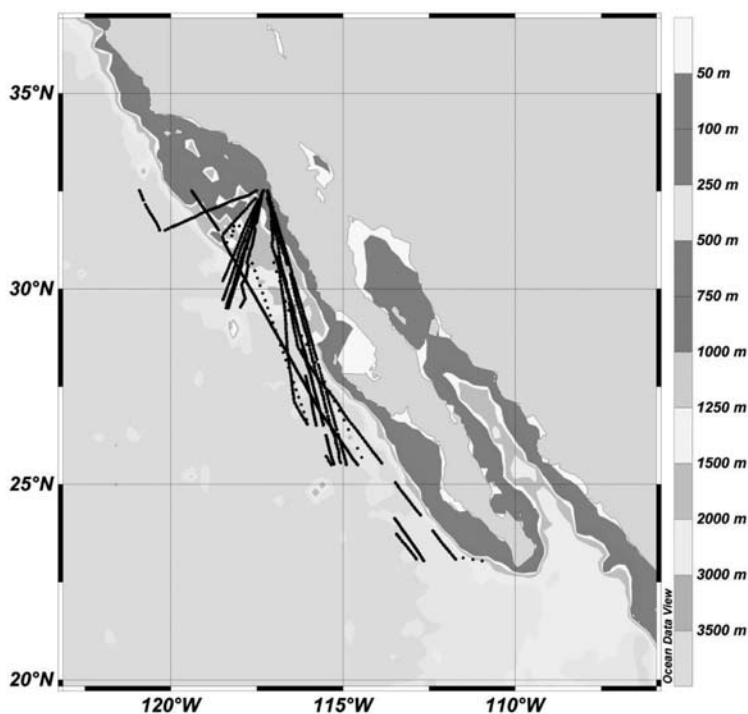
A partir de una base de datos históricos, en este trabajo se seleccionaron las mediciones oportunistas superficiales de $p\text{CO}_2$ y de flujos de CO_2 realizadas en las aguas costeras de Baja California con la finalidad de hacer un análisis más detallado de la variación temporal y espacial de $p\text{CO}_2$ en aguas superficiales.

METODOLOGÍA

Se recopilaron datos de mediciones superficiales disponibles de $p\text{CO}_2$, temperatura y salinidad obtenidas entre 1993 y 2001 en las costas del Pacífico frente a la Península de Baja California entre 23°N a $\sim 33^\circ\text{N}$ (fig. 1). Dichos datos fueron generados por la mayoría de los coautores de este trabajo y fueron revisados y puestos en formato electrónico (ver Chavez *et al.* 2007). Todos los datos de $p\text{CO}_2$ fueron obtenidos a partir de mediciones de CO_2 mediante detector de infrarrojo o cromatografía de gases, con una precisión estimada de $\pm 0.7\%$.

Los flujos de CO_2 aire-agua fueron calculados multiplicando las diferencias de $p\text{CO}_2$ por el coeficiente de transferencia del gas utilizando la ecuación de Wanninkhof (1992). Para el cálculo del coeficiente de transferencia se usaron pro-

Figura 1. Trayectoria de los cruceros en que se realizaron mediciones de $p\text{CO}_2$ entre 1993 y 2001.



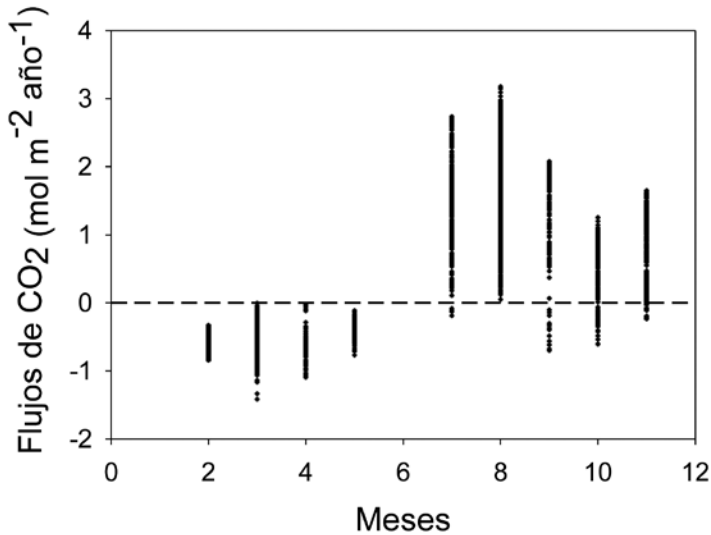
medios climatológicos mensuales de viento, los cuales pueden producir una subestimación en los cálculos de los flujos debido a la ausencia de linealidad entre el viento y los flujos de CO_2 . Se calculó el número de Schmidt a partir de mediciones por satélite de la temperatura superficial y de mediciones de salinidad. Para zonas donde no existían mediciones de salinidad se utilizaron los promedios climatológicos del Atlas of Marine Surface Data (1994).

RESULTADOS Y DISCUSIONES

El análisis de los datos permitió observar dos aspectos importantes adicionales a lo encontrado por Takahashi *et al.* (2002), Chavez *et al.* (2007) y De La Cruz-Orozco *et al.* (2007):

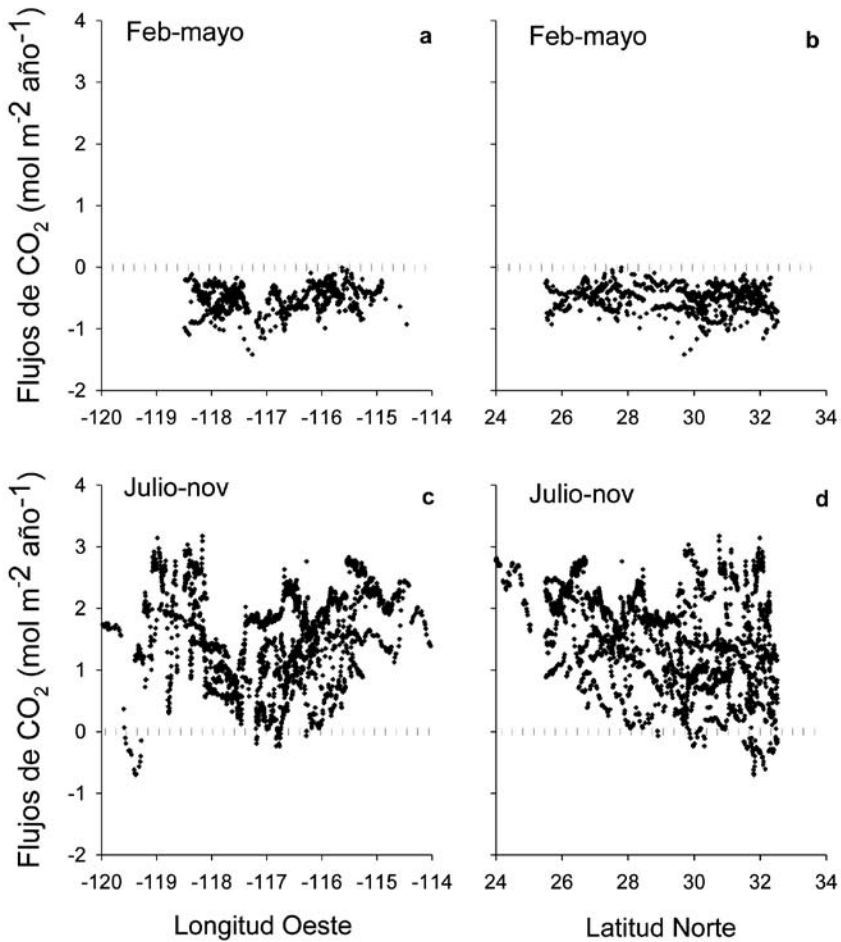
- 1 Una variación temporal muy clara en la cual el sistema cambia de ser un sumidero de CO_2 durante primavera-verano a ser una fuente el resto del año. La figura 2 muestra que de acuerdo a los flujos de CO_2 entre febrero y mayo, el sistema se comportó como sumidero de CO_2 en toda la región de Baja California; con flujos medidos de $-0.51 \pm 0.2 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Para el resto del año el flujo medio fue de $+1.5 \pm 0.7 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Cabe indicar que aunque no se contó con datos para los meses de enero, junio y diciembre, parece existir un cambio de sumidero a fuente de CO_2 a partir del verano. Como se puede observar, cuando el sistema se comporta como fuente de CO_2 el flujo medio es ~ 3 veces mayor (con un promedio neto de $+0.97 \pm 1.1 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), lo que indica que en base a estos datos el sistema se comporta como fuente neta hacia la atmósfera, tal y como lo señalado por otros autores. La aportación nueva de este estudio son los promedios de los flujos estacionales del año donde resalta que en las aguas de la Baja California se presenta un cambio de sumidero a fuente.
- 2 En la costa de la Península de Baja California se encontraron variaciones espaciales de los flujos de CO_2 . Por ejemplo, en los primeros seis meses, cuando el sistema se comportó como sumidero de CO_2 , se observó un cambio gradual de norte a sur de ~ -1.0 a $-0.8 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (fig. 3b); sin embargo, el gradiente se formó cuando el sistema se comportó como fuente de CO_2 hacia la atmósfera a partir del verano (fig. 3). Durante estos meses los flujos se incrementaron hacia el sur de Punta Eugenia (28°N) con valores cercanos a $3 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (fig. 3d). Esto parece estar fuertemente ligado al comportamiento hidrográfico descrito por Durazo *et al.* (este volumen), quienes

Figura 2. Variación temporal de flujos de CO₂ frente a la Península de Baja California.



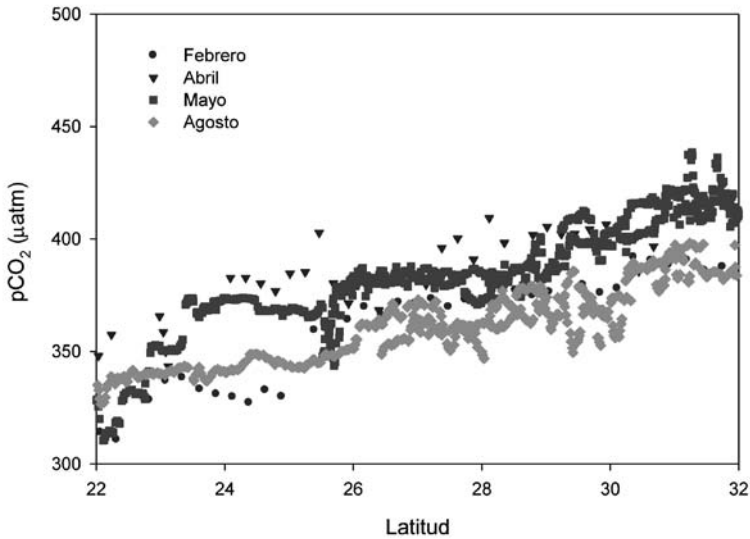
en base a la oceanografía dividieron la región IMECOCAL en dos provincias tomando a Punta Eugenia como la zona que las separa. Estos autores mencionan que la estructura geomorfológica de Punta Eugenia puede estar obstaculizando el flujo libre de las corrientes en ambos sentidos, separando condiciones norteñas más influenciadas por la Corriente de California de las sureñas mayormente influenciadas por condiciones tropicales y subtropicales. Adicionalmente se han reportado diferencias en las comunidades de zooplancton entre ambas zonas (Lavaniegos *et al.* 2002). Por tanto, la variación espacial de los flujos puede estar asociada fuertemente a la variación temporal en la circulación de las aguas superficiales en las costas de la península en conjunto con los procesos biológicos característicos de cada región. Con la finalidad de mostrar de manera representativa la variación espacial y temporal de la pCO₂ *in situ* se seleccionaron las mediciones realizadas en 1994. En la figura 4 se puede observar como durante los meses de febrero, abril y mayo la pCO₂ estuvo por debajo de ~360 μ atm (valor de pCO₂ en equilibrio con la atmósfera) (http://scrippsco2.ucsd.edu/program_history/keeling_curve_lessons.html), mientras que en agosto se observó lo opuesto con valores claramente por arriba del valor en equilibrio. Además, en agosto resalta el aumento antes descrito hacia el sur de Punta Eugenia.

Figura 3. Flujos de CO_2 en función de la latitud y la longitud en las aguas superficiales frente a la Península de Baja California. Los valores negativos por debajo de la línea indican regiones donde el océano se comportó como sumidero de CO_2 , mientras que los positivos indican las regiones que se comportaron como fuentes de este gas.



Con base en lo anterior, los cambios temporales y espaciales que ocurren en los márgenes de las costas de la Península de Baja California pueden ser atribuidos a dos factores principales: (a) La variación en la biomasa fitoplanctónica asociada a los meses en los que se presentan los eventos de surgencia (primavera-verano) y (b) el efecto de la temperatura como resultado de los cambios de circulación de

Figura 4. Variación espacial y temporal de la $p\text{CO}_2$ medida en 1994.



masas de agua con marcadas diferencias de temperatura, salinidad y CO_2 total. En relación al primer punto, las surgencias en las costas de la península en primavera-verano tienen la característica de fertilizar las aguas superficiales trayendo como consecuencia un incremento en la biomasa fitoplanctónica con valores de clorofilas mayores a 14 mg m^{-3} (Ibarra-Obando *et al.* 2001, De La Cruz-Orozco 2006). De los gráficos de $\Delta p\text{CO}_2$ presentados por De La Cruz-Orozco *et al.* (2007) es posible evaluar que no sólo en primavera (abril) sino también en invierno (enero) se obtuvieron valores negativos que indican que el sistema se comportó como sumidero de carbono, mientras que los resultados encontrados en octubre y julio indican que el sistema es fuente de CO_2 de manera similar a lo descrito en este trabajo.

Los resultados de este trabajo son similares a lo descrito por Hales *et al.* (2005) para las costas de Oregón, EUA. Durante la época de surgencias (primavera-verano) en esa región el sistema se comporta como sumidero neto de carbono principalmente debido a las aguas de surgencias que acarrean abundantes nutrientes a la zona eufótica y al consumo de carbono durante la fotosíntesis en proporciones estequiométricas ante el exceso de nutrientes. En ese mismo trabajo los autores señalan que en agosto (época de ausencia de surgencias) la $p\text{CO}_2$ en las aguas superficiales se incrementó entre 20% y 60%, lo cual corresponde a un incremento

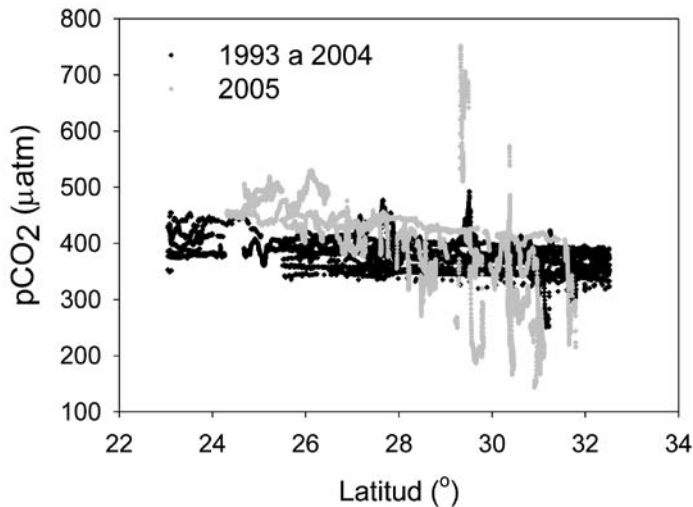
en el CO_2 total de 1 a 2.3%. Esta condición observada la atribuyeron al proceso de respiración del material orgánico biogénico durante dicha época, proceso que podría estar también ocurriendo en las costas de la Península de Baja California durante la época de surgencias de baja intensidad. Un análisis del carbono orgánico en sedimentos marinos en las costas del norte de la Baja California mostró sedimentos finos con carbono orgánico de origen marino en zonas donde se presentan surgencias (Smith *et al.* 2008).

Adicionalmente es necesario considerar el efecto de la temperatura sobre los altos valores de pCO_2 . Reportes de Takahashi *et al.* (1993) indican que por cada grado centígrado de aumento en la temperatura del agua el pCO_2 se incrementa 4.23%. La diferencia entre la temperatura superficial del mar en las zonas norte y sur de Punta Eugenia es de $\sim 5^\circ\text{C}$ (Durazo *et al.* este volumen), por lo que el incremento de pCO_2 hacia el sur de Punta Eugenia podría ser de $\sim 20\%$ ($\sim 100 \mu\text{atm}$) sólo por efecto de temperatura en las estaciones sureñas, con un efecto que podría ser importante.

Se ha considerado que las diferencias entre los flujos de CO_2 en las zonas costeras y la plataforma pueden incluir errores en los cálculos de flujos como resultado del bajo número de observaciones. Los datos de pCO_2 de este trabajo servirán para definir el nivel de base de referencia para las costas de la Península de Baja California que permitirá detectar cambios futuros. En la figura 5 se comparan datos de este trabajo con los medidos en la región de IMECOCAL en abril de 2005 por De la Cruz-Orozco *et al.* (este volumen). Abril de 2005 fue considerado por diversos autores como parte de un año con anomalías positivas en la clorofila en un área que comprende la costa occidental de la península (Thomas y Brickley 2006), y anomalías de salinidad (Durazo 2009). En la figura 5 se pueden observar claras diferencias latitudinales donde al norte de Punta Eugenia se presentan valores de pCO_2 claramente por debajo de las mediciones históricas, probablemente debidas al alto consumo del fitoplancton en ese año, mientras que al sur se observan valores por arriba de $400 \mu\text{atm}$ y hasta $700 \mu\text{atm}$ producto de eventos de surgencias. Es importante considerar que la red de muestreo cubierta por De la Cruz-Orozco *et al.* (este volumen) incluye más bien transectos aledaños a la costa en comparación con este trabajo.

En conclusión, en este trabajo se resalta la clara variación estacional y espacial de los flujos de CO_2 que se encontraron para las costas de la Península de Baja California de 1993 a 2001. Por un lado, durante invierno y primavera los flujos de CO_2 indicaron que la región se comporta como un sumidero de carbono, mientras que el resto de los meses se comporta como fuente de CO_2 . Sin embargo, el flujo

Figura 5. Comparación de datos superficiales de pCO₂ históricos de abril de 1993 a 2004 vs. abril de 2005.



neto obtenido a partir de la sumatoria de ambas épocas sugiere que las aguas de BC se comportan como fuente de CO₂ a la atmósfera. Por último, especialmente se encontró una variación de norte a sur en los flujos de CO₂, consistente en mayores flujos de CO₂ al sur de Punta Eugenia y menores en la región norte.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. S Smith y al Dr. JD Carriquiry por sus valiosos comentarios al manuscrito, así como a un revisor anónimo.

REFERENCIAS

- Borges AV, Delille B, Frankignoulle M. 2005. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophys. Res. Lett.* 32, L14601, doi: 10.1029/2005GL023053.
- Caldeira K, Wickett ME. 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425: 365. doi:10.1038/425365a.
- Chavez FP, Takahashi T, Cai WJ, Friederich G, Hales B, Wanninkhof R, Feely RA. 2007. Coastal Oceans. En: King AW, Dilling L, Zimmerman GP, Fairman DM, Houghton RA,

- Marland G, Rose AZ, Wilbanks TJ (eds.), *The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. A Report by the US Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. NOAA-National Climatic Data Center, Asheville, NC, USA. Pp. 157–166.
- De la Cruz-Orozco ME. 2006. Contribución de la producción primaria a la variabilidad de la presión parcial de bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) durante otoño (2004), invierno y primavera (2005) en la región de IMECOCAL. Tesis de maestría. CICESE. 114 pp.
- De la Cruz-Orozco ME, Gaxiola-Castro G, García-Cordova J, Friederich G, Chavez F, Gómez-Valdés J. 2007. Presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) frente a Baja California. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*. INE, Semarnat, CICESE, México. Pp. 11–28.
- De la Cruz-Orozco ME, Valdez-Holguín JE, Gaxiola-Castro G, Mariano-Matías M, Espinosa-Carreón TL. 2010. Flujos de CO_2 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. 165–180.
- Durazo R. 2009. Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997–2008. *Progr. Oceanogr.* 83: 361–368.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas. 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. 25–57.
- Feely RA, Sabine CL, Lee K, Berelson W, Kleyvas J, Fabry VJ, Millero FJ. 2004. Impact of anthropogenic CO_2 on the CaCO_3 system in the oceans. *Science* 305: 362–366.
- 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, doi:10.1126/science.1155676.
- Friederich G, Walz P, Burczynski M, Chavez FP. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997–1999 El Niño-La Niña event. *Progr. Oceanogr.* 54: 185–204.
- Ibarra-Obando SE, Camacho-Ibar VF, Carriquiry JD, Smith SV. 2001. Upwelling and lagoonal ecosystems of the dry Pacific coast of Baja California. En: Seeliger U, Kjerfve B (eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Springer-Verlag, Germany. Pp. 315–329.
- 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.

- Sarmiento JL, Gruber N. 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 503 pp.
- Siegenthaler U, Stocker TF, Monnin E, Lüthi D, Schwander J, Stauffer B, Raynaud D. 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene. *Science* 310: 1313–1317
- Smith SV, Ibarra-Obando SE, Diaz-Castañeda V, Aranda-Manteca FJ, Carriquiry JD, Popp BN, Gonzalez-Yajimovich O. 2008. Sediment organic carbon in Todos Santos Bay, Baja California, Mexico. *Estuaries and Coasts* 31: 719–727.
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tillbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine C, Olafsson J, Nojiri Y. 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II* 49: 1601–1622.
- Takahashi T, Olafsson J, Goddard JG, Chipman DW, Sutherland SC. 1993. Seasonal variations of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochem. Cycles* 7: 843–878.
- Thomas AC, Brickley P. 2006. Satellite measurements of chlorophyll distribution during spring 2005 in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 33, L22S05, doi: 10.1029/2006GL026588.

Nutrientes: efectos de procesos locales y de gran escala

G Gaxiola-Castro¹, ME De la Cruz-Orozco¹, S Nájera-Martínez¹,
MD Martínez-Gaxiola^{1,2}, A Rodríguez-Gamboa¹

RESUMEN

A partir de las concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos (nitratos NO_3 ; ortofosfatos PO_4) obtenidas entre 1997 y 2005 frente a Baja California, se presentan las variaciones debidas a cambios de largo período y las originadas por procesos de mesoescala. Durante esta etapa y aún dentro de los ciclos El Niño-La Niña la capa superficial del océano en la región IMECOCAL tuvo bajas concentraciones de ambos nutrientes ($\sim 0.3 \mu\text{M}$), a excepción de los altos valores de PO_4 ($\sim 1.0 \mu\text{M}$) durante 2002 resultantes de la intensificación de las surgencias costeras en la Corriente de California. Los ciclos El Niño-La Niña afectaron la posición vertical de la nutriclina ($\text{PO}_4 = 0.4 \mu\text{M}$; $\text{NO}_3 = 1.0 \mu\text{M}$), aunque los mayores efectos estuvieron relacionados con los remolinos ciclónicos (anticiclónicos) que elevaron (sumergieron) la nutriclina. La pendiente de la relación $\text{NO}_3:\text{PO}_4$ fue de 14.25, cercana a la razón de Redfield (16:1). A partir de las relaciones entre temperatura y NO_3 y PO_4 frente a Baja California, se obtuvieron concentraciones menores de ambos nutrientes relacionadas

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada 22860, Baja California. ggaxiola@cicese.mx, delacruz@cicese.mx, sila_najera@hotmail.com, rgamboa@cicese.mx.

² Centro de Estudios Tecnológicos del Mar No. 6. Coral No. 2 Col. Centro. La Cruz de Huanacastle 63734, Nayarit. martinezgax@gmail.com.

con agua de 14.0–21.0 °C, con valores de PO₄ siempre mayores a 0.20 μM, aún durante octubre de 1997 cuando la temperatura superficial del mar fue de 24.0–26.0 °C.

Palabras clave: Nutrientes inorgánicos disueltos, Corriente de California, Baja California, El Niño-La Niña.

ABSTRACT

From inorganic dissolved nutrient data (nitrate NO₃; orthophosphate PO₄) obtained off the western coast of Baja California between 1997 and 2005, the variability driven by long period changes, and that originated by mesoscale processes are shown. During this time and in spite of the El Niño-La Niña cycles, the surface layer of the IMECOCAL region showed low concentrations of both NO₃ and PO₄ (~0.3 μM), except for higher surface values of PO₄ during 2002 resulting from increased coastal upwelling throughout the California Current region. El Niño-La Niña cycles affect the vertical location of the nutricline (PO₄ = 0.4 μM; NO₃ = 1.0 μM); however, the most important effects on the nutricline were those related with cyclonic (anticyclonic) shoaling (sinking) eddies. The slope of the NO₃:PO₄ relationship found was 14.25, very close to the Redfield ratio (16:1). From the nutrient-temperature relation in the study area, lower concentration of both nutrients were found related with water from 14.0–21.0 °C, with PO₄ > 0.20 μM even during October 1997 when the surface water temperature was 24.0–26.0 °C.

Key words: Inorganic dissolved nutrients, California Current, Baja California, El Niño-La Niña.

INTRODUCCIÓN

El Sistema de la Corriente de California (SCC) es conocido en general como una zona muy fértil, creada principalmente por los nutrientes inorgánicos aportados por el agua de origen subártico transportada hacia el sur por el flujo de la Corriente de California (CC) y por los afloramientos a lo largo de la costa (Haurly y Shulenberger 1982, Largier *et al.* 2006). En algunas regiones los aportes de nutrientes por los afloramientos costeros son más importantes que los transportados por el flujo de la CC (Chavez *et al.* 2002). Sin embargo, frente al sur de California

el ecosistema pelágico es mayormente sostenido por el aporte de nutrientes debido a otros procesos diferentes a la advección de la CC y las surgencias costeras (Mantyla *et al.* 2008).

Los macronutrientes fundamentales para el crecimiento del fitoplancton (ortofosfatos, PO_4 ; nitratos, NO_3) generalmente en el océano presentan una estequiometría molar cercana a 16 NO_3 :1 PO_4 (razón de Redfield), la cual puede ser verificada cuando se extrae el efecto de los procesos físicos y se relaciona sólo con la derivación de procesos biológicos (Alvarez-Borrego *et al.* 1975a, Alvarez-Borrego *et al.* 1975b). En particular frente a Baja California la razón NO_3 : PO_4 es generalmente menor a 16:1, tal como lo expresan Sigman *et al.* (2005). Ambos macronutrientes tienen mayores concentraciones por debajo de la termoclina-nutriclina, y muy a menudo no son detectables en la capa mezclada de las aguas oceánicas.

El proceso que produce el crecimiento del fitoplancton en el océano y su posterior proliferación en biomasa está fuertemente relacionado con la profundidad a la que se encuentra en la vertical el gradiente de mayor concentración de nutrientes inorgánicos disueltos (nutriclina). La posición vertical de la nutriclina se relaciona con la termoclina-picnoclina (Castro *et al.* 2002), y su ubicación dentro (fuera) de la zona eufótica (1% de la irradiancia superficial) determina la producción de mayor (menor) biomasa del fitoplancton en un tiempo y lugar específico (Mantyla *et al.* 2008).

Los procesos de gran escala temporal y espacial como El Niño (La Niña) surgen (emergen) la nutriclina (Castro *et al.* 2002), lo que impacta desfavorablemente (favorablemente) el crecimiento del fitoplancton. En la región de la CC frente a Baja California se han registrado diferentes ciclos El Niño-La Niña (Torres-Moye y Alvarez-Borrego 1987, Lavaniegos *et al.* 2001, Lavaniegos *et al.* 2002, Hernández-de-la-Torre *et al.* 2003, Gaxiola-Castro *et al.* 2008), los cuales afectan la variabilidad física en la escala regional (Durazo y Baumgartner 2002, Durazo *et al.* 2005).

Aunque en diversos trabajos se ha mencionado la fertilidad de la zona en cuestión, hasta ahora no se ha publicado información sobre la variabilidad de los nutrientes inorgánicos en esta región de la CC, ni sobre su relación con algunos procesos locales y de gran escala temporal y espacial. En este trabajo se describen los cambios espacio-temporales de los nutrientes frente a la costa occidental de Baja California, que corresponde a la región IMECOCAL, entre 1997–2005 y su relación con eventos regionales y de gran escala espacial que afectan su variabilidad.

MÉTODOS

Los cruceros oceanográficos de donde se obtuvieron los datos fueron realizados por el programa de Investigaciones Mexicanas en la Corriente de California (IMECOCAL) a bordo del B/O Francisco de Ulloa del CICESE, en la red de estaciones que había cubierto el programa CalCOFI frente a Baja California de la línea 100 hasta la 130, y desde aproximadamente 30 km de la costa hasta 220 km fuera de la costa (figs. 1, 3, 4, 5). Los niveles muestreados con botellas Niskin de 5 l acopladas a la roseta oceanográfica fueron 0, 10, 20, 50, 100, 150 y 200 m de profundidad. Las muestras para los análisis de nutrientes inorgánicos (fosfatos PO_4 ; nitratos NO_3 ; nitratos+nitritos NO_3+NO_2) se congelaron a bordo del barco en botellas de plástico de 100 ml.

Los análisis de PO_4 y NO_3 de las muestras recolectadas en septiembre-octubre de 1997 y enero de 1998 se hicieron en el laboratorio del Instituto de Ciencias Marinas de la Universidad de California en Santa Bárbara (MSI-UCSB), por medio de un analizador de inyección de flujo (FIA; *flow injection analysis*) LACHAT modelo QuickChem 8000, con una precisión del 5% en la escala completa para ambos nutrientes. Los análisis de PO_4 y NO_3+NO_2 para los cruceros restantes se hicieron en el laboratorio del CICESE con un autonalizador SKALAR bajo el principio de formación de complejos coloreados, posteriormente medidos por el método colorimétrico (Eaton *et al.* 2005) con una precisión analítica del 1% y un error medio entre réplicas menor al 5%. Con el antecedente de que en general las concentraciones de NO_2 en la región de estudio son $<0.10 \mu\text{M}$ y típicamente $<0.05 \mu\text{M}$ (Sigman *et al.* 2005), en este trabajo los valores de NO_2+NO_3 se representan como NO_3 .

El primer crucero de IMECOCAL se realizó del 26 de septiembre al 7 de octubre de 1997 (9710), recorriendo la región de sur a norte (fig. 1a). Debido a problemas de funcionamiento de la roseta, solamente se recolectaron muestras verticales en algunas secciones. En este trabajo sólo se presenta la distribución espacial superficial de fosfatos (PO_4) y nitratos (NO_3), y un perfil vertical de la línea 127. El segundo crucero cubrió una mayor cantidad de estaciones, iniciando el 24 de enero y finalizando el 14 de febrero 1998 (fig. 1c). En este trabajo se presentan datos de PO_4 y NO_3 de los cruceros de septiembre-octubre de 1997 (fig. 1a) y de enero-febrero de 1998 (fig. 1c), y de PO_4 de enero (fig. 3a) y abril de 1999 (fig. 3a, d, respectivamente), y enero de 2002 (fig. 4a) y 2005 (fig. 5a), por contar con una base de datos más robusta de este nutriente.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

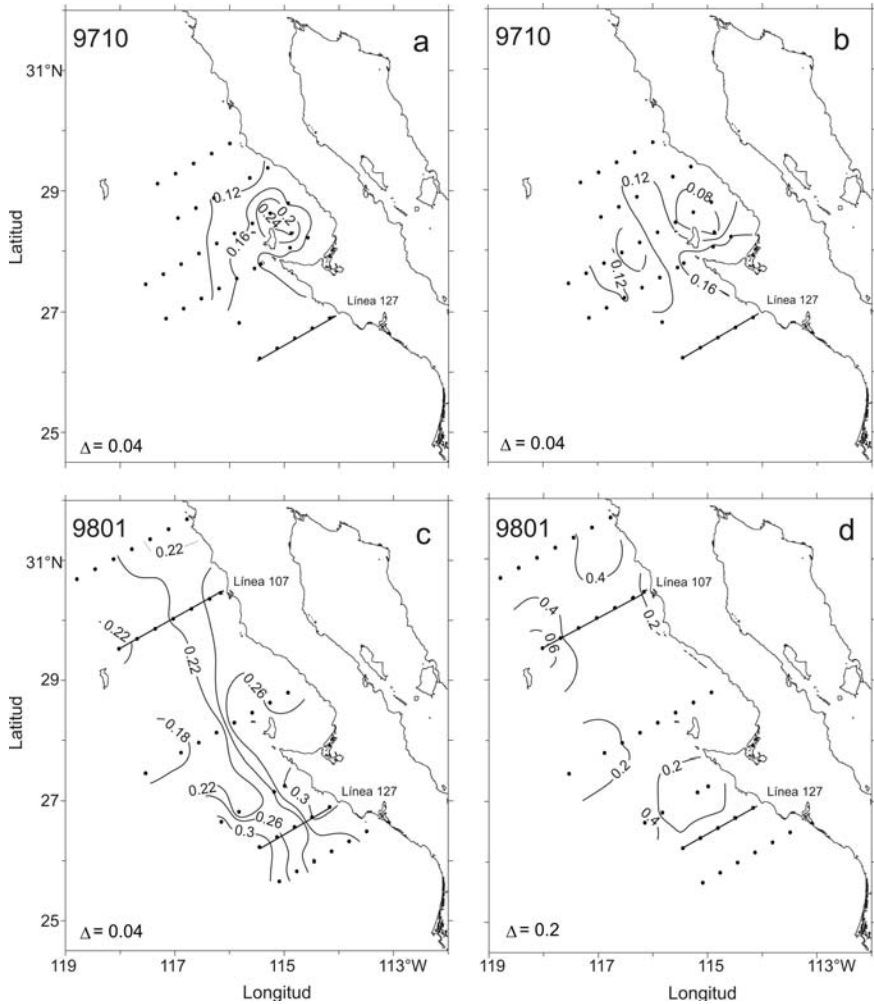
En septiembre-octubre de 1997 los valores superficiales de PO_4 variaron de 0.10 a 0.30 μM (fig. 1a), asociados a una posible disminución de la fertilidad debida al hundimiento entre 50 y 100 m en la profundidad de la nutriclina-termoclina en la CC por efectos de El Niño 1997-1998 (Castro *et al.* 2002). Este hundimiento de la termoclina fue resultado del ingreso de agua más cálida y salada a la región sur de la CC durante este evento (Durazo y Baumgartner 2002). Los efectos de El Niño fueron evidentes en las concentraciones superficiales de NO_3 , las cuales alcanzaron valores cercanos a 0.20 μM (fig. 1b). Sin embargo, las concentraciones medias de ambos nutrientes no fueron muy diferentes a los valores superficiales reportados para esta región ($\text{PO}_4 = 0.25 \mu\text{M}$; $\text{NO}_3 = 0.10 \mu\text{M}$) por Thomas y Seibert (1974) durante septiembre-octubre de 1969 bajo condiciones no-El Niño. Los ciclos El Niño más cercanos a 1969 que afectaron el Océano Pacífico ocurrieron en 1965-66 y 1972-73 (Wang y Fielder 2006).

Aunque se cubrió una mayor área geográfica en el crucero de enero-febrero de 1998, las concentraciones superficiales de ambos nutrientes fueron similares a las medidas en septiembre-octubre de 1997, con $\text{PO}_4 < 0.3 \mu\text{M}$, y NO_3 entre 0.2 μM y 0.4 μM (fig. 1c, d). Las concentraciones de clorofila-*a* superficial medidas durante estos cruceros fueron $< 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ (Lavaniegos *et al.* 2002, Gaxiola-Castro *et al.* este volumen), asociadas a los valores bajos superficiales de nutrientes y una temperatura superficial del mar de $\sim 25^\circ\text{C}$ (Durazo y Baumgartner 2002).

El inicio de la nutriclina en septiembre-octubre de 1997 para ambos nutrientes (en este trabajo 0.4 μM de PO_4 y 1.0 μM de NO_3) en la línea 127 (fig. 1a) varió de ~ 50 m de profundidad cerca de la costa (estaciones 35-40), hasta aproximadamente 100 m en las estaciones más oceánicas (fig. 2a, b), similar a lo observado en aguas costeras y oceánicas frente a Monterey, California (Castro *et al.* 2002). La elevación de la nutriclina en la estación 127.40 estuvo asociada a un remolino ciclónico en la zona que afectó la columna de agua al menos hasta 100 m de profundidad (Lynn *et al.* 1998).

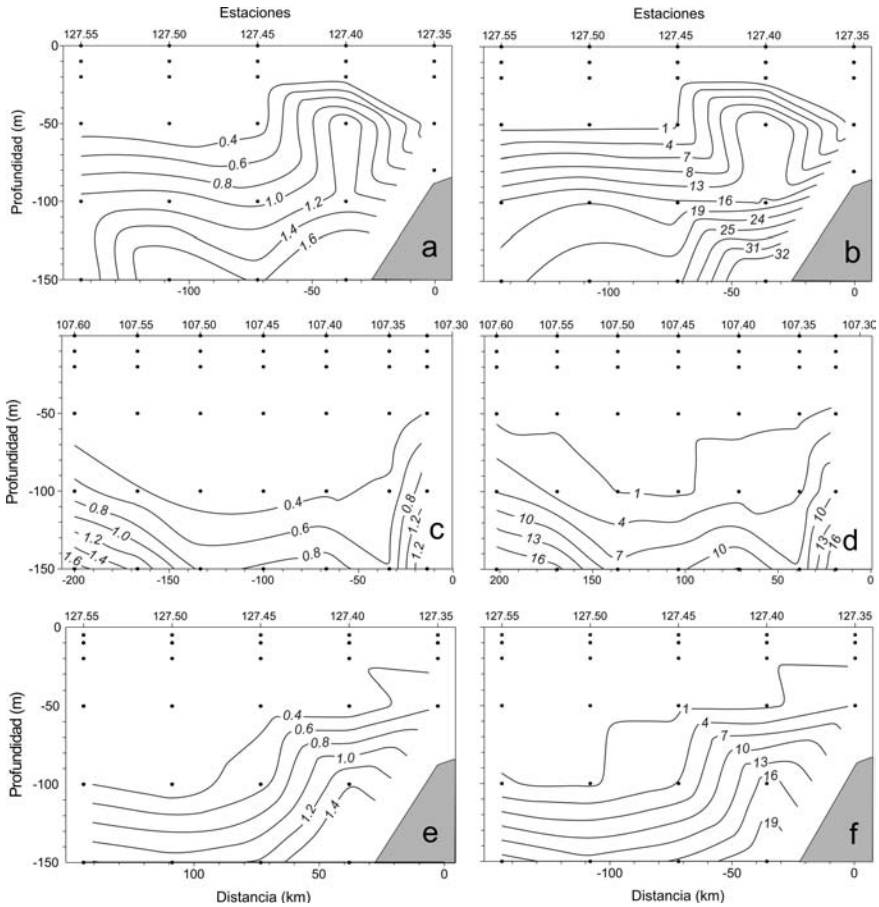
En enero-febrero de 1998, la fase más intensa de El Niño 1997-1998 en la CC (Hayward *et al.* 1999), se presentó un hundimiento de la nutriclina por debajo de 50 m en la zona costera y hasta aproximadamente 100 m de profundidad en la zona oceánica, en las regiones norte y sur (líneas 107 y 127, respectivamente; fig. 1c, d) del área de estudio (fig. 2c-2f). Uno de los efectos de El Niño en la CC consiste en el hundimiento de la nutriclina (Chavez *et al.* 2002), lo cual reduce el

Figura 1. Distribución superficial de nutrientes (μM) en la región IMECOCAL en septiembre-octubre de 1997 (9710) y enero de 1998 (9801): (a, c) fosfatos (PO_4) y (b, d) nitratos (NO_3). Se indican las líneas hidrográficas 107 y 127 de las que se presentan los perfiles verticales en la figura 2.



transporte vertical de nutrientes hacia la zona eufótica y, por ende, disminuye el crecimiento del fitoplancton. Castro *et al.* (2002) observaron una tendencia similar durante el invierno de 1998 cuando se verificó el hundimiento de la nutriclina frente a la región central de California.

Figura 2. Perfiles verticales de nutrientes (μM) en la región de IMECOCAL: (a) fosfatos (PO_4) y (b) nitratos (NO_3) en la línea 127 en septiembre-octubre de 1997 (9710); y (c) fosfatos (PO_4) y (d) nitratos (NO_3) en la línea 107 y (e) fosfatos (PO_4) y (f) nitratos (NO_3) en la línea 127 en enero de 1998 (9801). La localización de las líneas hidrográficas se indica en la figura 1.



Para enero de 1999, los valores superficiales de PO_4 fueron muy similares a los obtenidos en septiembre-octubre de 1997 y enero-febrero de 1998, con concentraciones ligeramente mayores a $0.3 \mu\text{M}$ en las estaciones costeras (fig. 3a). Esta condición estuvo presente en abril de 1999, con una mayor extensión espacial de las concentraciones superficiales $>0.4 \mu\text{M}$, desde frente a Punta Banda (línea 100) hasta Punta Baja (fig. 3d). Durante enero de 1999 se presentó una

elevación de la nutriclina en las líneas 107 y 113 (fig. 3a), con mayor elevación en esta última (fig. 3b, c). En abril de 1999 se observó un efecto más acentuado en las líneas 100 y 107 (fig. 3d), con concentraciones superficiales de $\text{PO}_4 > 0.4 \mu\text{M}$ en las estaciones costeras (30, 35, 40 y 45) de la línea 107 (fig. 3e, f). En la capa de mezcla de la CC el efecto de La Niña en los nutrientes fue más evidente en los NO_3 que en el PO_4 , con una anomalía positiva de $\sim 1.0 \mu\text{M}$ en NO_3 (Goericke *et al.* 2005). En enero de 1998 y 1999 las anomalías en la profundidad de la nutriclina ($\text{NO}_3 \geq 1.0 \mu\text{M}$) frente a la región central de California fueron positivas (aumentó su profundidad) cercanas a 25 m y ~ 10 m, respectivamente, mientras que a partir de abril de 1999 se presentaron anomalías negativas (disminuyó la profundidad de la nutriclina), lo cual continuó en esta región al menos hasta el 2006 (Goericke *et al.* 2007).

El inicio de 2002 fue anómalamente frío en la CC, con intensos afloramientos costeros desde Oregon, EUA, hasta Baja California, México (Schwing *et al.* 2002, Durazo *et al.* este volumen). Al parecer estos procesos relacionados con bajas temperaturas superficiales estuvieron asociados a las continuas condiciones La Niña 1998-1999 y a cambios en la circulación atmosférica del Pacífico Norte, lo que originó una fase fría en la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés). Durante enero de 2002 en la región central de la región IMECOCAL los valores superficiales de PO_4 se incrementaron a $\sim 1.5 \mu\text{M}$, con una zona de gran fertilidad ($\sim 1.0 \mu\text{M}$) desde el sur de San Quintín hasta frente a Punta Eugenia (fig. 4a). Estas concentraciones de PO_4 se relacionaron con altas concentraciones de clorofila-*a* (2.0 mg m^{-3} a 4.0 mg m^{-3}) y biomasa de zooplancton ($200\text{--}250 \text{ ml} \times 1000 \text{ m}^{-3}$) (Schwing *et al.* 2002), y con las mayores anomalías positivas de clorofila-*a* integrada en la columna de agua de la región IMECOCAL en el período 1998-2007 (Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Gaxiola-Castro *et al.* este volumen).

En enero de 2002 la línea 100 (fig. 4a) tuvo concentraciones superficiales de PO_4 entre $0.8 \mu\text{M}$ y $1.2 \mu\text{M}$ en toda la sección (fig. 4b), debido a la amplificación del núcleo de la CC con temperaturas superficiales de $\sim 15^\circ\text{C}$ y clorofila-*a* entre 1.0 mg m^{-3} y 2.0 mg m^{-3} (Schwing *et al.* 2002). En la línea 127 (fig. 4a) la nutriclina estuvo a ~ 50 m de profundidad (fig. 4c), con fuertes aportes subsuperficiales generados por procesos de mesoescala y los frentes originados al sur de la región de estudio descritos por Schwing *et al.* (2002), con valores de clorofila-*a* $> 4.0 \text{ mg m}^{-3}$ (Gaxiola-Castro *et al.* este volumen). De acuerdo con Schwing *et al.* (2002) en ese invierno las condiciones del flujo de la CC fueron muy similares a las descritas por Durazo *et al.* (2001) para 2000-2001. Una característica adicional fue

Figura 3. Distribución superficial y perfiles verticales de fosfatos (PO_4 , μM) en la región IMECOCAL: (a) concentración superficial, (b) perfil vertical de la línea 107 y (c) perfil vertical de la línea 113 en enero de 1999 (9901); y (d) concentración superficial, (e) perfil vertical de la línea 100, y (f) perfil vertical de la línea 107 en abril de 1999 (9904). Se indican las líneas hidrográficas 100, 107 y 113 de las que se presentan los perfiles verticales.

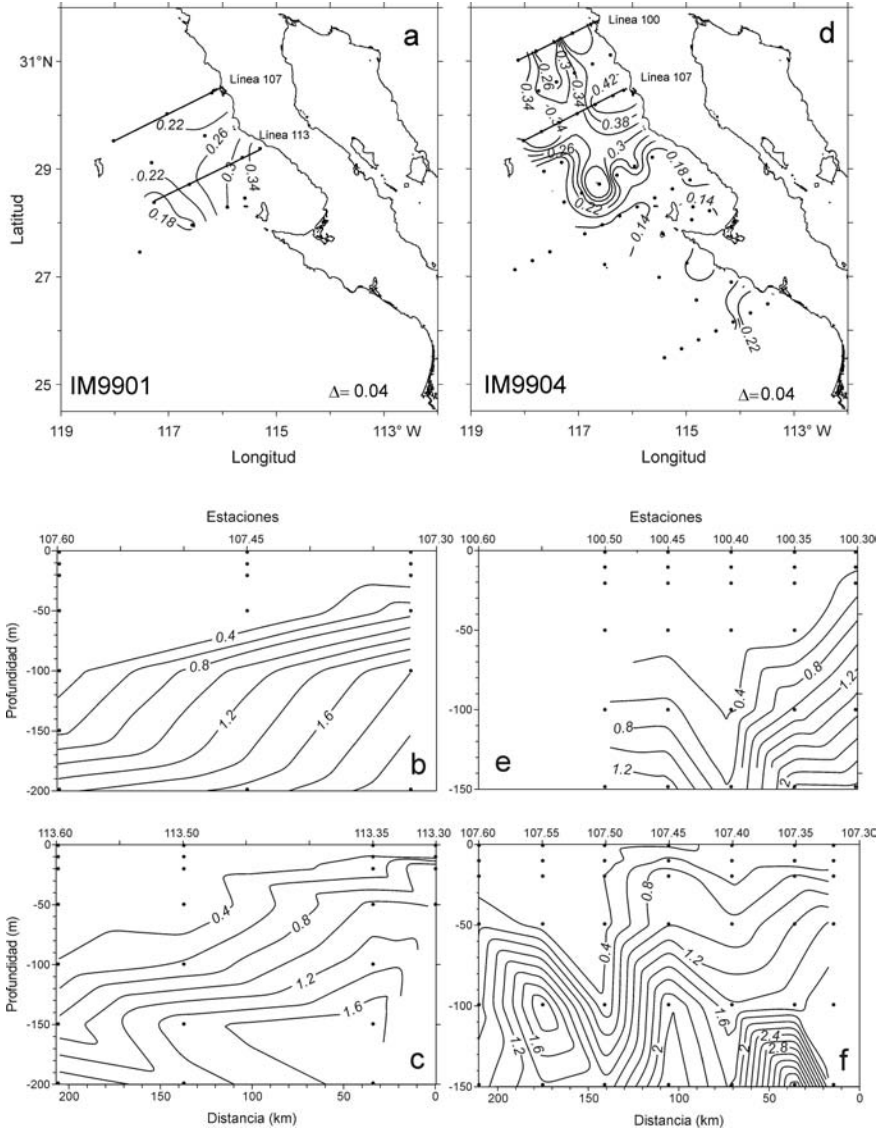
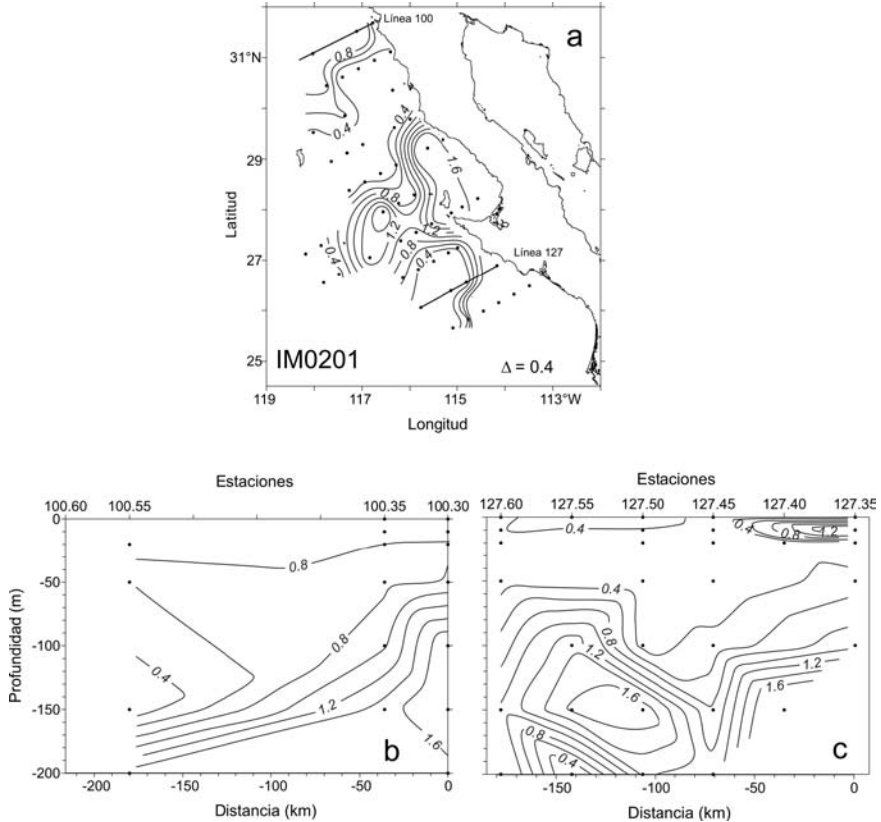


Figura 4. Distribución superficial (a) y perfiles verticales de fosfatos (PO_4 , μM) en la región IMECOCAL de las líneas 100 (b) y 127 (c) durante enero de 2002 (O201). En (a) se indican las líneas hidrográficas 100 y 127 de las cuales se presentan los perfiles verticales.



la intensificación del frente al sur de Punta Eugenia, asociado con alta temperatura ($>18.5^\circ\text{C}$) y salinidad (>34.5), bajo contenido de oxígeno disuelto ($<5.0 \text{ ml l}^{-1}$) y alta concentración de clorofila-*a* ($>4.0 \text{ mg m}^{-3}$) a 10 m de profundidad (Schwing *et al.* 2002).

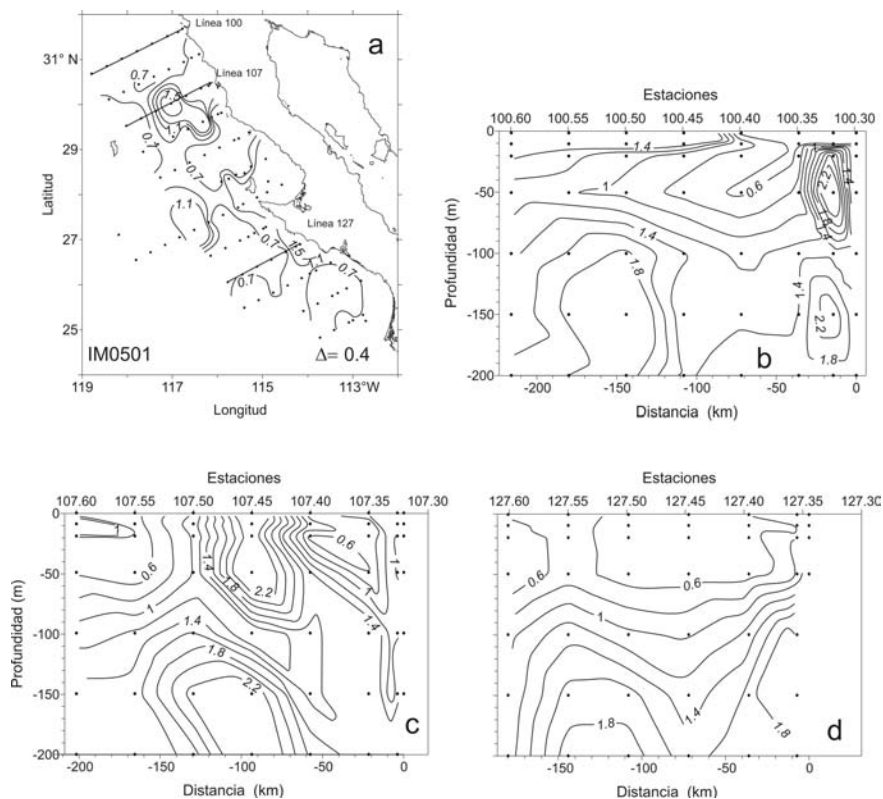
Durante el invierno de 2005 (enero-febrero) la región estuvo fuertemente influenciada por Agua Subártica, con salinidad superficial entre 33.1 y 33.3, y temperatura de $16\text{--}17^\circ\text{C}$ desde la línea 100 hasta frente a Isla de Cedros (línea 117) (Durazo *et al.* este volumen). El estado del SCC para esta estación del año se consideró como "normal", como una señal remanente de la fase fría de la PDO

asociada a la continuación de La Niña 1999 (Goericke *et al.* 2005). La intrusión inusual desde el subártico de un gran volumen de agua fría y menos salina que se inició a partir de 2003 (Durazo *et al.* 2005), permaneció frente a Baja California hasta 2005 (Durazo *et al.* este volumen).

La distribución espacial de PO_4 en enero de 2005 presentó diversas estructuras superficiales con concentraciones $>1.0 \mu\text{M}$ en la sección norte (líneas 100, 107 y 110) y en las localidades oceánicas de la línea 120, así como frente a Punta Abreojos (fig. 5a). En la región IMECOCAL esta gran variabilidad espacial en la hidrografía es más frecuente en verano (julio) que en invierno (enero-febrero) (Durazo *et al.* este volumen). Las estructuras de PO_4 en la región norte estuvieron relacionadas con remolinos ciclónicos y temperaturas superficiales cercanas a $16\text{--}17^\circ\text{C}$, pero con bajas concentraciones de clorofila-*a* $\sim 0.12 \text{ mg m}^{-3}$ (Goericke *et al.* 2005). Los altos valores de PO_4 frente a Punta Eugenia parecen originados por un meandro que se estrechó fuertemente en esta zona; no obstante, los valores de clorofila-*a* cercanos a la superficie fueron similares a los de la zona norte (Goericke *et al.* 2005). Los perfiles verticales de PO_4 de las líneas 100 y 107 (fig. 5a) mostraron el efecto de los remolinos ciclónicos al transportar agua con nutrientes altos hacia las capas superficiales, además de estructuras subsuperficiales muy complejas cercanas a la costa y en la sección media de los transectos (fig. 5b, c). Los remolinos ciclónicos descritos por Goericke *et al.* (2005) tuvieron un efecto en la distribución vertical de PO_4 de la línea 127 (fig. 5a), al hacer más somera la nutriclina en la estación 55 y las estaciones cercanas a la costa (fig. 5d). La clorofila superficial sólo se incrementó ($\sim 0.5 \text{ mg m}^{-3}$) en las estaciones costeras (Gaxiola-Castro *et al.* este volumen), como resultado de los procesos dinámicos que hicieron más somera la nutriclina ($<50 \text{ m}$ de profundidad).

La relación entre PO_4 y NO_3 en los primeros 200 m de profundidad de la CC frente a Baja California tuvo una pendiente de 14.25 ($\text{NO}_3 = 14.25 \text{ PO}_4$; $r^2 = 0.95$; $n = 571$) durante el período 1997–2005, con la abscisa al origen en $\sim 0.3 \mu\text{M}$ (fig. 6a). De acuerdo con la relación propuesta por Redfield ($\text{NO}_3:\text{PO}_4 = 16:1$), el valor al origen de PO_4 podría indicar la presencia de compuestos nitrogenados reducidos diferentes a los NO_3 con concentraciones $\leq 4 \mu\text{M}$ en las capas superficiales del océano. El valor de la pendiente en la relación entre ambos nutrientes (14.25) fue diferente a la razón de Redfield (16) que se obtiene cuando sólo se consideran los efectos biológicos (Alvarez-Borrego *et al.* 1975a, 1975b), y menor en 1.95 unidades a la misma relación obtenida para la primavera de 1974 en la región central del Golfo de California (Alvarez-Borrego *et al.* 1978). Las

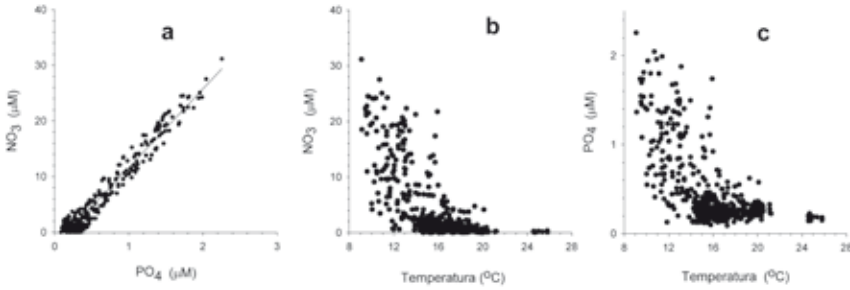
Figura 5. Distribución superficial (a) y perfiles verticales de fosfatos (PO_4 , μM) en la región IMECOCAL de las líneas 100 (b), 107 (c) y 127 (d) durante enero de 2005 (O501). En (a) se indican las líneas hidrográficas 100, 107 y 127 de las cuales se presentan los perfiles verticales.



desviaciones de la relación 16:1 estarían entonces relacionadas a la influencia de diferentes procesos físicos presentes en la región de estudio (surgencias costeras, remolinos ciclónicos y anticiclónicos), que mezclan aguas con características hidrográficas distintas.

En la región frente a Baja California la temperatura cercana a la superficie cuando los NO_3 se encuentran próximos a cero (indetectables por los métodos tradicionales) decrece de sur a norte (Hernández-de-la-Torre *et al.* 2003, Ladah 2003), una condición derivada de la fuente del agua subsuperficial que alcanza la superficie. Los NO_3 y PO_4 disminuyeron con el aumento en temperatura (fig. 6b, c), con valores de nutrientes a temperatura $>24^\circ\text{C}$ correspondientes a octubre de 1997

Figura 6. Relaciones entre PO_4 (μM) y NO_3 (μM), y la temperatura ($^\circ\text{C}$), para el periodo 1997–2005 en la región IMECOCAL: (a) PO_4 vs. NO_3 ($\text{NO}_3 = 14.25 \text{PO}_4 - 2.60$; $r^2 = 0.95$, $n = 571$), (b) temperatura vs. NO_3 , y (c) temperatura vs. PO_4 . Los datos mayores a 24.0°C en (b) y (c) corresponden al crucero de septiembre-octubre de 1997.



separados del conjunto. Un intercepto aproximado para menores concentraciones de ambos nutrientes se podría considerar $\sim 18.5^\circ\text{C}$. Cabe notar que los PO_4 nunca fueron menores a $\sim 0.3 \mu\text{M}$ (fig. 6c), lo que indica que en esta región el NO_3 es mayormente limitante para el crecimiento del fitoplancton, y que podrían existir frente a Baja California otras fuentes de nutrientes nitrogenados importantes no consideradas en este análisis.

CONCLUSIONES

Los campos espacial y temporal de los nutrientes inorgánicos disueltos (PO_4 y NO_3) frente a Baja California se vieron fuertemente influenciados por la variabilidad en el flujo de la Corriente de California, por eventos de gran escala temporal y espacial (ciclos El Niño-La Niña) y por procesos de mesoescala, principalmente surgencias costeras, remolinos ciclónicos y anticiclónicos que afectaron la región durante 1997–2005.

Durante el período de estudio y aún con efectos de los ciclos El Niño-La Niña, la capa superficial del océano en la región IMECOCAL tuvo bajas concentraciones de ambos nutrientes (entre 0.2 y $0.4 \mu\text{M}$), por lo que los valores superficiales no son de gran utilidad para caracterizar las variaciones de fertilización en esta región de la Corriente de California. La única excepción a las bajas concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales se observó durante 2002, con altos valores de

PO_4 ($\sim 1.0 \mu\text{M}$) como resultado de la intensificación de las surgencias costeras en la Corriente de California.

Los ciclos El Niño-La Niña afectaron la posición vertical de la nutriclina ($\text{PO}_4 = 0.4 \mu\text{M}$; $\text{NO}_3 = 1.0 \mu\text{M}$), sumergiéndola (El Niño) y elevándola (La Niña) principalmente cerca de la costa. Sin embargo, los mayores efectos en la nutriclina fueron los derivados de la presencia de remolinos ciclónicos (que la elevaron) y anticiclónicos (que la sumergieron) en la región frente a Baja California.

La pendiente de la relación $\text{NO}_3:\text{PO}_4$ fue de 14.25, cercana a la razón de Redfield (16), lo que muestra que en esta región se presentaron otros procesos, diferentes a los biológicos (fotosíntesis y respiración), que afectan la proporción entre estos nutrientes.

A partir de las relaciones entre temperatura y NO_3 y PO_4 se mostró que las menores concentraciones de ambos nutrientes presentes en las capas superficiales se relacionaron con agua de $14.0\text{--}21.0 \text{ }^\circ\text{C}$, con un intercepto a $\sim 18.5 \text{ }^\circ\text{C}$. Esta relación con la temperatura varía con la latitud y depende del origen subsuperficial del agua que llega a la superficie.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los oficiales y la tripulación del B/O Francisco de Ulloa del CICESE la ayuda recibida durante las campañas oceanográficas, así como a los estudiantes, técnicos e investigadores participantes. El programa IMECOCAL contó con financiamiento del CICESE y del CONACYT a través de los proyectos G-0041T, G-35326T, 47044, SEP-CONACYT 2003-C02-42569, SEP-CONACYT 23947 y SEMARNAT-CONACYT 23804. Agradecemos especialmente las anotaciones y correcciones a una primera versión del manuscrito hechas por el Dr. Saúl Álvarez-Borrego y por dos revisores anónimos, las cuales ayudaron a mejorar este trabajo.

REFERENCIAS

- Alvarez-Borrego S, Guthrie D, Culberson CH, Park PK. 1975a. Test of Redfield's model for oxygen-nutrient relationships using regression analysis. *Limnol. Oceanogr.* 20: 795–805.
- Alvarez-Borrego S, Culberson CH, Park PK. 1975b. Oxygen-nutrient relationships in the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 20: 806–814.

- Alvarez-Borrego S, Rivera JA, Gaxiola-Castro G, Acosta-Ruíz MJ, Schwartzlose RA. 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 53–71.
- Castro CG, Collins CA, Waltz P, Pennington JT, Michisaki RP, Friederich G, Chavez FP. 2002. Nutrient variability during El Niño 1997-98 in the California current system off central California. *Progr. Oceanogr.* 54: 171–184.
- Chavez FP, Pennington JT, Castro CG, Ryan JP, Michisaki RP, Schlining B, Walz P, Buck KR, McPhaden A, Collins CA. 2002. Biological and chemical consequences of the 1997-1998 El Niño in central California waters. *Progr. Oceanogr.* 54: 205–232.
- Durazo R, Baumgartner T, Bograd SJ, Collins CA, De la Campa S, Garcia J, Gaxiola-Castro G, Huyer A, Hyrenbach KD, Loya D, Lynn RJ, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 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, 1997-1998. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G, Lavaniegos B, Castro-Valdez R, Gómez-Valdés J, Da Silva Mascarenhas Jr A. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast 2002-2003: A weak El Niño and subarctic water enhancement. *Cienc. Mar.* 31: 537–552.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 25-57.
- Eaton AD, Clesceri L, Rice E, Greenberg A, Franson M (eds.). 2005. *Standard Methods for Examination of Water and Wastewater*. 21 Edición. APHA, AWWA, WEF. 1325 pp.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De-la-Cruz-Orozco ME, Millán-Nuñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Gaxiola-Castro G, Cepeda-Morales J, Nájera-Martínez S, Espinosa-Carreón TL, De la Cruz-Orozco ME, Sosa-Avalos R, Aguirre-Hernández E, Cantú-Ontiveros JP. 2010. Biomasa y producción del fitoplancton. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 59-85.
- Goericke R, Venrick E, Mantyla A, Bograd SJ, Schwing FB, Huyer A, Smith RL, Wheeler PA, Hooff R, Peterson WT, Chavez F, Collins C, Marinovic B, Lo NCH, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Hyrenbach KD, Sydeman WJ. 2005. The State of the California Current, 2004-2005: Still cool?. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 46: 32–71.

- Goericke R, Venrick E, Koslov T, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Weise MJ, Sydeman WJ, Gómez-Valdés J, Harvey JT, Schwing FB, Bograd SJ, Hyrenbach KD, Collins C, Peterson WT, Emmet R, Bradley RW, 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.
- Haury L, Shulenberger E. 1982. Horizontal transport of phosphorus in the California Current. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 23: 149-159.
- Hayward TL, Baumgartner TR, Checkley DM, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Mullin MM, Murphree T, Schwing FB, Smith PE, Tegner M. 1999. The state of the California Current, 1998-1999: transition to cool-water conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 40: 29-62.
- Hernández-de-la-Torre B, Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Gómez-Valdés J, Nájera-Martínez S. 2003. Interannual variability of new production in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 50: 2423-2430.
- Ladah LB. 2003. The shoaling of nutrient-enriched subsurface waters as a mechanism to sustain primary productivity off Central Baja California during El Niño winters. *J. Mar. Syst.* 42: 145-152.
- Lavaniegos BE, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Baumgartner T, Jiménez-Pérez LC, García-Córdova J, González-Esparza MR. 2001. El Niño y el mar. En: Escobar-Briones E, Bonilla M, Badán A, Caballero M, Winckwell A (comp.). *Los efectos del fenómeno El Niño en México 1997-1998*. CONACYT, México. Pp. 181-191.
- Lavaniegos BE, Jiménez-Pérez 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.
- Largier JL, Lawrence CA, Roughan M, Kaplan DM, Dever EP, Dorman CE, Kudela RM, Bollnes SM, Wilkerson FP, Dugdale RC, Botsford LW, Garfield N, Kuebel-Cervantes B, Koracin D. 2006. WEST: A northern California study of the role of wind-driven transport in the productivity of coastal plankton communities. *Deep-Sea Res. II* 53: 2833-2849.
- Lynn RJ, Baumgartner T, García J, Collins CA, Hayward TL, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Murphree T, Shankle A, Schwing FB, Sakuma KM, Tegner MJ. 1998. The state of the California Current 1997-1998: transition to El Niño conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 39: 25-49.
- Mantyla AW, Bograd SJ, Venrick EL. 2008. Patterns and controls of chlorophyll-a and primary productivity cycles in the Southern California Bight. *J. Mar. Syst.* 73: 48-60.
- Schwing FB, Bograd SJ, Collins CA, Gaxiola-Castro G, García J, Goericke R, Gómez-Valdés J, Huyer A, Hyrenbach KD, Kosro PM, Lavaniegos BE, Lynn RJ, Mantyla AW, Ohman

- MD, Peterson WT, Smith RL, Sydeman WJ, Venrick E, Wheeler PA. 2002. The State of the California Current, 2001-2002: will the California Current system keep its cool, or is El Niño looming? Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 43: 31-68.
- Sigman DM, Granger J, DiFiore PJ, Lehmann MF, Ho R, Cane G, van Geen A. 2005. Coupled nitrogen and oxygen isotope measurements of nitrate along the eastern North Pacific margin. *Global Biogeochem. Cycles* 19, GB4022, doi:10.1029/2005GB002458.
- Thomas WH, Seibert DLR. 1974. Distribution of nitrate, nitrite, phosphate and silicate in the California Current region, 1969. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas No. 20. 144 pp.
- Torres-Moye G, Alvarez-Borrego S. 1987. Effects of the 1984 El Niño on the summer phytoplankton off a Baja California upwelling zone. *J. Geophys. Res.* 92: 14383-14386.
- Wang C, Fiedler PC. 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69: 239-266.

Ópalo biogénico sedimentario: etapas isotópicas marinas 1–5

JD Carriquiry¹, A Sánchez^{1,2}

RESUMEN

Aunque existe un consenso general de que el océano juega un papel importante en controlar la variación del CO₂ atmosférico (entre ~180 ppm y ~280 ppm durante el último periodo glacial), la incertidumbre continúa sobre el efecto del cambio en la intensidad de la bomba biológica del océano. El propósito de este trabajo es estimar la productividad exportada en la región más sureña de la Corriente de California, a escala glacial-interglacial utilizando el ópalo biogénico como trazador proxy de productividad primaria. Para ello se estimó el contenido de ópalo biogénico (BSi) de los núcleos GC38 y PC09, recolectados a 1200 m de profundidad en el Margen de Magdalena, BCS, México. Los resultados del BSi (%) mostraron dos diferentes etapas de cambios en la producción exportada: (1) el contenido de BSi (%) en los últimos 12 ka fue 25% más bajo que en las etapas isotópicas marinas 3, 4 y 5; y (2) durante el periodo de la desglaciación al Holoceno temprano, el BSi pasó de 6.4% a 4.2% (disminuyó 35%). Una posible explicación de estas diferencias consiste en la fertilización del océano debida a los vientos que favorecen las surgencias y/o

¹ Universidad Autónoma de Baja California. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Apartado Postal 453. Ensenada 22830, Baja California. jose_carriquiry@uabc.edu.mx.

² Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Col. Playa Palo de Santa Rita. Apdo. Postal 592. La Paz 23096, BCS. alsanchezg@ipn.mx.

a un aporte de micronutrientes (e.g., Fe) derivados de un clima con más viento y árido que caracterizó al último glacial a escalas planetarias.

Palabras clave: ópalo biogénico, bomba biológica, Corriente de California, surgencias, CO₂ atmosférico.

ABSTRACT

Although there is general agreement that the ocean plays an important role in controlling the variation of atmospheric CO₂ (from ~ 180 ppm and ~ 280 ppm during the last Ice Age), uncertainty remains about the effect of change in the intensity of the biological pump of the ocean. The purpose of this study is to estimate the exported productivity in the southernmost region of the California Current system at glacial-interglacial scale using biogenic opal as a proxy tracer of primary productivity. To do this we estimated the biogenic opal content (BSi) of cores PC09 and GC38, collected at 1200 m depth in the Magdalena Margin, BCS, Mexico. The BSi (%) results showed two different stages of change in the export production: (1) the BSi content in the last 12 ka was 25% lower than in marine isotope stages 3, 4 and 5, and (2) during the period from deglaciation to early Holocene, the BSi changed from 6.4% to 4.2% (decreased by 35%). A possible explanation for these differences is the changes in fertilization of the ocean by upwellings caused by favorable winds and/or an input of micronutrients (e.g., Fe) derived from a windy and arid climate that characterized the last glacial at global scale.

Keywords: biogenic opal, biological pump, California Current, upwellings, atmospheric CO₂

INTRODUCCIÓN

La evidencia de que el contenido de CO₂ atmosférico oscila en sintonía con las fluctuaciones glacial-interglacial (Barnola *et al.* 1987) ha estimulado una serie de estudios sobre el ciclo global del carbono como un componente importante de la variabilidad climática (Keir 1988). El océano puede influir en el nivel del CO₂ atmosférico de diversas formas. Una de estas es el cambio en la intensidad de la bomba biológica (Sigman y Boyle 2000), la cual contribuye a la disminución del CO₂ atmosférico durante el periodo glacial (Broecker 1982, Sarmiento y

Toggweiler 1984, Sigman y Boyle 2000), pero ello es aún tema de debate. La producción primaria del océano es crucial, pues en un escenario de condiciones glaciales la fijación de carbono por parte de la biota oceánica pudiera exceder la evasión de CO_2 generada por los eventos de surgencias costeros, para posteriormente ser transferido al océano profundo vía el flujo de partículas biogénicas (Muller-Karger *et al.* 2005).

La circulación oceánica a gran escala tiene un impacto directo sobre la deposición del ópalo biogénico ya que favorece la producción de sílice en el Océano Pacífico y la preservación de carbonatos en el Océano Atlántico (Berger 1970). La producción y preservación de ópalo biogénico en el Océano Pacífico se ve favorecida por la saturación de sílice y las altas relaciones Si/N y Si/P con respecto del Océano Atlántico (Ragueneau *et al.* 2000). Esto a su vez propicia una distribución que conduce a la focalización del sepultamiento de ópalo en el Pacífico Ecuatorial, especialmente en los sistemas de surgencias de los márgenes orientales de los océanos y en el Océano del Sur.

Los ciclos del carbono y del sílice en los ecosistemas marinos son influidos fuertemente por florecimientos del fitoplancton dominados por diatomeas. El grupo de las diatomeas es responsable del 43% de la producción primaria en el océano (Treguer *et al.* 1995) y es determinante en controlar la producción exportada al océano profundo. La fijación, y por ende el secuestro del CO_2 por las diatomeas, se da de forma inmediata en comparación con la precipitación del CO_2 (en forma de carbonatos) por organismos calcáreos (Volk y Hoffert 1985). Por ello, al grupo de las diatomeas se les ha atribuido un papel importante en la variación de la concentración de CO_2 atmosférico a diversas escalas de tiempo.

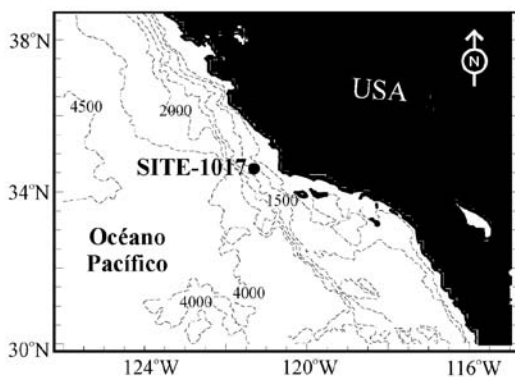
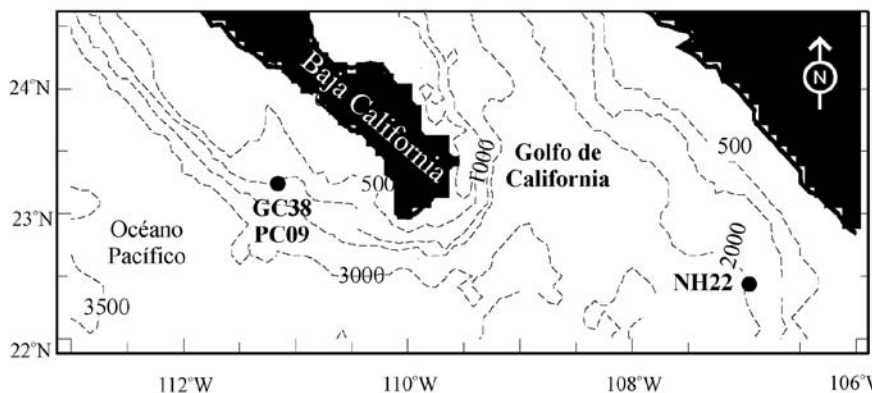
Las frústulas de diatomeas y restos silicios de otros organismos posteriormente son sepultadas en forma de ópalo sedimentario en regiones muy sensibles a los cambios climáticos (e.g., sistema de surgencias de California/Baja California). En este trabajo, el contenido de ópalo biogénico que se acumula en sedimentos de la región más sureña de la Corriente de California se utiliza para trazar y contrastar los cambios de la productividad primaria con los de los Márgenes de Mazatlán y California durante los últimos 112 ka.

MÉTODOS

Recolecta y fechado de los núcleos sedimentarios

Durante la expedición OXMZ-01 a bordo del B/O Melville se recolectaron en un mismo sitio (23.22°N/111.08°W) un núcleo de gravedad (GC38) y uno de pistón (PC09) a 1270 m de profundidad en el Margen de Magdalena (fig. 1). La pro-

Figura 1. Localización del sitio de colecta de los núcleos GC38 y PC09 en el Margen de Magdalena, Baja California Sur, México; NH22 en el Margen de Mazatlán, México; y SITE1017 en el Margen de California, EUA. Las líneas segmentadas denotan la batimetría en los sitios de colecta.



fundidad de colecta de la pareja complementaria de los núcleos GC38 (~3 m de longitud) y PC09 (~14 m de longitud) está por debajo del límite inferior (~1000 m) de la zona de oxígeno mínimo (ZOM). Durante el proceso de nucleación, el núcleo GC38 perdió 25 cm de la parte superior, mientras que el núcleo PC09 perdió 220 cm. Para establecer su cronología, los núcleos fueron fechados con ^{14}C (van Geen *et al.* 2003). La tasa de sedimentación resultante de los fechados radiométricos de GC38 y PC09 fue de $\sim 13 \text{ cm ka}^{-1}$ (van Geen *et al.* 2003) lo que definió el marco de tiempo operacional para la reconstrucción de las variaciones del ópalo biogénico en el fondo oceánico de $\sim 112,000$ años. Los núcleos fueron muestreados cada 5 cm (aproximadamente cada 384 años) y cada muestra de 1 cm de espesor tuvo un volumen de 3 cm^3 , integrando ~ 76 años en cada intervalo discreto del muestreo. Las muestras fueron liofilizadas antes de proceder a la determinación del ópalo biogénico.

Ópalo biogénico (BSi)

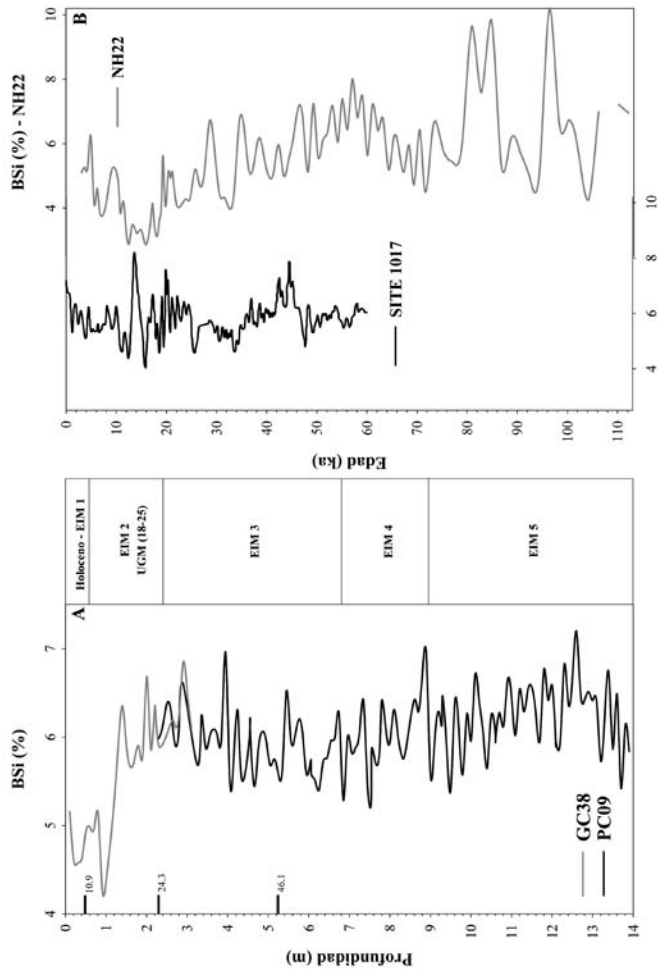
El contenido de ópalo biogénico (BSi) en el sedimento se analizó por el método de extracción alcalina (Mortlock y Froelich 1989). La concentración de sílice fue calculada por el método espectrofotométrico de azul de molibdato. La precisión del método de extracción fue $<0.5\%$. La concentración de sílice fue convertida a BSi y expresada en porcentaje en peso.

RESULTADOS

El contenido de ópalo biogénico en los núcleos GC38 y PC09 del Margen de Magdalena denotó gran variabilidad (4.2 a 7%) en los últimos 30 ka (fig. 2a). Durante la desglaciación, que corresponde a la transición entre el último glaciar máximo (UGM) y el Holoceno, el contenido de ópalo biogénico disminuyó drásticamente hasta 4.2%, el valor más bajo de los últimos 112 ka. Durante el UGM el contenido de ópalo biogénico ($6.0 \pm 0.4\%$) resultó ser relativamente mayor que el observado en el Holoceno (11–0 ka). Por otra parte, las etapas isotópicas marinas 3, 4 y 5 tuvieron valores porcentuales medios de $6.0 \pm 0.3\%$, $5.9 \pm 0.4\%$ y $6.2 \pm 0.4\%$, respectivamente (fig. 2a).

A nivel regional el contenido de ópalo biogénico en el Margen de Magdalena fue similar a los valores observados en los márgenes de Mazatlán y California (fig. 2b; núcleos NH22: $23^{\circ}31'N/106^{\circ}31'W$, profundidad de colecta = 2025 m, tasa

Figura 2. Valores porcentuales del ópalo biogénico en (a) los núcleos GC38 y PC09, y (b) los núcleos SITE 1017 (Hendy *et al.* 2004) y NH22 (Ganeshram y Pedersen 1998), en el Pacífico Nororiental durante las distintas etapas isotópicas marinas (EIM) y el último glacial máximo (UGM). Las marcas en el eje vertical (edad) del diagrama (a) de los núcleos GC38 (línea segmentada) y PC09 (línea continua) denotan la profundidad de los fechados radiométricos de ^{14}C en foraminíferos bentónicos (van Geen *et al.* 2003).



de sedimentación = 6 cm ka⁻¹, y ODP-SITE1017: 34°32'N; 121°60'W, profundidad de colecta = 955 m, tasa de sedimentación= 25 cm ka⁻¹). El contenido de ópalo biogénico fue ligeramente mayor o muy similar durante el UGM en todos los sitios con respecto al Holoceno (tabla 1). Adicionalmente, el porcentaje de ópalo biogénico medio disminuyó de la EIM-5 a la EIM-1 para los márgenes de Magdalena y Mazatlán, mientras que en el SITE 1017 (Margen de California), los valores medios no cambiaron entre las EIM (tabla 1). No obstante, la comparación entre estos sitios está limitada porque la tasa de acumulación de masa no fue calculada para cada sitio y la tasa de sedimentación entre sitios fue muy diferente.

DISCUSIÓN

Los contenidos de ópalo biogénico, carbono orgánico, bario y biomarcadores moleculares han sido usados en diversos estudios para precisar la historia de la producción exportada en el Pacífico Norte (Paytan 2008). Cada una de estas determinaciones proporciona información útil sobre el ciclo del carbono en el pasado, pero con sus respectivas limitaciones y consideraciones. Debido a que el océano está subsaturado de ácido ortosilícico, el ópalo biogénico se disuelve en su trayectoria de asentamiento a lo largo de la columna de agua, y este proceso continúa en la interfase agua-sedimento. La preservación del sílice en los sedimentos depende de muchos factores, aparte de los presentes durante su formación inicial. Esto es importante porque el ópalo sedimentario representa una fracción del sílice producido inicialmente. La fracción del ópalo biogénico que escapa a la disolución se caracte-

Tabla 1. Contenido porcentual de ópalo biogénico (promedio y desviación estándar) por etapa isotópica marina (EIM) y en el último glaciar máximo (UGM) en los núcleos GC38 y PC09, NH22 y SITE 1017 del margen continental del Pacífico Nororiental.

Etapa isotópica marina	GC38, PC09	NH22	SITE 1017
1	4.7 ± 0.3	4.9 ± 0.8	5.8 ± 0.5
2	5.7 ± 0.7	4.0 ± 0.7	5.9 ± 0.9
UGM	6.0 ± 0.4	4.5 ± 0.8	6.0 ± 0.7
3	6.0 ± 0.3	5.6 ± 0.9	5.9 ± 0.7
4	5.9 ± 0.4	6.3 ± 0.9	5.9 ± 0.2
5	6.2 ± 0.4	6.7 ± 1.7	nd

riza particularmente por especies de diatomeas grandes y/o densas presentes en regiones del océano claramente relacionadas con la preservación y acumulación del sílice biogénico (e.g. Calvert y Price 1983; Nelson *et al.* 1995, Ragueneau *et al.* 2000, Pondaven *et al.* 2000). Kienast *et al.* (2004) indican que los registros sedimentarios en el Pacífico Norte reflejan las variaciones en el contenido de ópalo biogénico asociadas a cambios en la productividad primaria. Estos registros reflejaron un incremento en el contenido de BSi durante los periodos glaciares (EIM-2, 3, 4 y 6) respecto de los interglaciares (EIM-1 y 5); sin embargo, son escasos los registros de ópalo biogénico en el Pacífico Nororiental, aun cuando en esta región existe uno de los sistemas de surgencias de corrientes de frontera oriental que se caracterizan por una alta tasa de sedimentación y preservación de ópalo biogénico (e.g., Ganeshram y Pedersen 1998, Hendy *et al.* 2004, Sánchez y Carriquiry 2007a, b, Nederbragt *et al.* 2008).

Existen algunas hipótesis para explicar la disminución en la concentración de CO₂ atmosférico durante los periodos glaciares. Estudios recientes han sugerido que la bomba biológica fue significativamente más eficiente durante los periodos glaciares que en los interglaciares (i.e., Holoceno). Particularmente para el giro subtropical del Pacífico Norte (Kienast *et al.* 2004) y la región ecuatorial del Pacífico oriental (Paytan *et al.* 1996) la fijación de CO₂ a través de la fotosíntesis por diatomeas tuvo un papel clave en periodos glaciares. Mas recientemente, para los sistemas de surgencias relativamente permanentes de California (Hendy *et al.* 2004) y de Baja California (Sánchez y Carriquiry 2007a,b) se ha encontrado un aumento en la concentración de ópalo biogénico y un correspondiente aumento en la tasa de enterramiento del carbono orgánico. Por lo anterior podemos concluir que, por ser en los márgenes continentales donde la mayor parte del enterramiento de materia orgánica en los océanos tiene lugar, los sistemas de surgencias costeros del Pacífico nororiental debieron haber contribuido de manera importante en la modulación del sistema climático del periodo glacial, al actuar como posibles sumideros de CO₂.

De acuerdo con lo anterior, el contenido de ópalo biogénico en el Margen de Magdalena indica que las etapas isotópicas previas al Holoceno fueron más productivas. De esta forma, el flujo de ópalo biogénico al piso oceánico apoya la idea de que la bomba biológica en la región subtropical fue más eficiente en las etapas isotópicas 2, 3, 4 y 5. Por otra parte, el contenido de ópalo biogénico en el Margen de Mazatlán sugiere que la bomba biológica fue ligeramente más eficiente en las etapas isotópicas 3, 4 y 5 con respecto a la etapa 2, aunque en el UGM el conteni-

do de ópalo biogénico fue muy similar al Holoceno (tabla 1). Sin embargo, el contenido de ópalo biogénico en el Margen de California no presentó diferencias entre las etapas 1, 2, 3 y 4, lo que sugiere que la bomba biológica en esta área estuvo activa permanentemente, manteniendo el flujo hasta antes de la desglaciación y el Holoceno, como ocurre en los márgenes de Magdalena y Mazatlán (tabla 1).

La interpretación de los resultados del ópalo biogénico en el Margen de California y el Pacífico Mexicano, así como lo encontrado por Kienast *et al.* (2004) y Paytan *et al.* (1996) en el subártico Pacífico y el Pacífico Ecuatorial respectivamente, sugieren que la eficiencia de la bomba biológica resultó ser mayor en las regiones subtropical y templada de lo que anteriormente se tenía considerado para las EIM-3, 4 y 5. Debido a lo anterior, la alta productividad primaria que caracteriza al margen occidental de Norteamérica posiblemente haya sido ocasionada por el sistema de vientos del noroeste que favorecen el desarrollo de surgencias costeras en los sistemas de corrientes de las márgenes oceánicas orientales (i.e., Corriente de California). Así, la intensidad de los vientos aumentó generando condiciones más propicias para el desarrollo de surgencias más intensas (ver mecanismos en Sánchez y Carriquiry 2007a). Consecuentemente, el bombeo de nutrientes a la superficie del océano favoreció el incremento en la producción de ópalo biogénico y en las tasas de acumulación de carbono orgánico a lo largo del sistema de la Corriente de California en las etapas isotópicas previas al Holoceno (Paytan *et al.* 1996, Hendy *et al.* 2004, Kienast *et al.* 2004, Sánchez y Carriquiry 2007a, b). Esto sugiere que la región pudo haber tenido un papel más importante en el ciclo global del carbono al secuestrar y enterrar más ópalo biogénico y carbono orgánico durante el último período glacial. Esta conclusión reitera la relevancia de las márgenes continentales en la regulación de flujos globales (y tasas de sepultamiento) de elementos bioactivos en los modelos globales del ciclo del carbono, como lo han sido sugerido Muller-Karger *et al.* (2005).

CONCLUSIONES

El contenido de ópalo biogénico en el Margen de Magdalena fue mayor durante las etapas isotópicas 2, 3, 4 y 5, y el último glacial que en la etapa isotópica 1 (Holoceno). El mayor contenido de ópalo biogénico sugiere que la bomba biológica fue más eficiente y/o activa de lo que originalmente se había propuesto para estas etapas isotópicas. Los resultados del presente estudio apoyan evidencias recientes encontradas en investigaciones del sistema de surgencias

de la Corriente de California que sugieren una alta productividad primaria (diatomeas) durante dichas etapas isotópicas, como producto de la intensificación de los vientos generadores de surgencias y su efecto en el bombeo de nutrientes. Estos procesos favorecieron una mayor productividad exportada durante el último período glacial, ciertamente evidente en los núcleos GC38 y PC09, y ODP-SITE 1017.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los revisores anónimos de este estudio y a los editores de este libro por haber hecho un trabajo detallado y cuidadoso del contenido. Sus observaciones y sugerencias mejoraron indudablemente este artículo. Agradecemos la ayuda de Pedro Castro y Eduardo Ortiz su apoyo durante las distintas instancias de la recolecta y manejo de las muestras. Esta investigación se llevó a cabo con el apoyo del proyecto CONACYT "Efecto del cambio global en la intensificación de la zona de oxígeno mínimo del Pacífico Nor-tropical Mexicano: pasado y futuro", y de la Universidad Autónoma de Baja California. Se agradece a Lex van Geen por su amable invitación a colaborar en su proyecto USA-NSF "Coring the Oxygen minimum zone off Baja California to reconstruct Holocene climate variability in the North Pacific". Se agradece el apoyo del Cap. Chris Curl de Scripps Institute of Oceanography a bordo del New Horizon durante la campaña de muestreo.

REFERENCIAS

- Barnola JM, Raynaud D, Korotkevich YS, Lorius C. 1987. Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329: 408–411.
- Berger WH. 1970. Biogenic deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 18:1385–1402.
- Broecker WS. 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46: 1689–1705.
- Calvert SE, Price NB. 1983. Geochemistry of Namibian Shelf sediments. En: Thiede J, Suess E (eds.), *Coastal Upwelling: its Sedimentary Record (Pt. A): Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling*: New York (Plenum). Pp. 337–376.
- Ganeshram RJ, Pedersen TF. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanogr.* 13: 634–645.

- Hendy IL, Pedersen TF, Kennett JP, Tada R. 2004. Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr, *Paleoceanogr.* 19: PA3007, doi:10.1029/2003PA000965.
- Keir R. 1988. On the Late Pleistocene ocean geochemistry and circulation. *Paleoceanogr.* 3: 413–447.
- Kienast SS, Hendy IL, Crusius J, Pedersen TF, Calvert SE. 2004. Export production in the Subarctic North Pacific over the last 800 kyrs: No evidence for iron fertilization?. *J. Oceanogr.* 60: 189–203.
- Mortlock RA, Froelich PN. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res. Part A* 36: 415–426.
- Muller-Karger FE, Varela R, Thunell R, Luerssen R, Hu C, Walsh JJ. 2005. The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.* 32: L01602, doi:10.1029/2004GL021346.
- Nelson DM, Treguer P, Brzezinski MA, Leynaert A, Queguiner B. 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochem. Cycles* 9: 359–372.
- Nederbragt AJ, Thurow JW, Bown PR. 2008. Paleoproductivity, ventilation, and organic carbon burial in the Santa Barbara Basin (ODP Site 893, off California) since the last glacial. *Paleoceanogr.* 23: PA1211, doi:10.1029/2007PA001501.
- Paytan A. 2008. Ocean Paleoproductivity. En: Gornitz V (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Science Series. Kluwer Academic Publishers.
- Paytan A, Kastner M, Chavez FP. 1996. Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the Equatorial Pacific as indicated by marine barite. *Science* 274: 1355–1357.
- Pondaven P, Ragueneau O, Treguer P, Hauvespre A, Dezileau L, Reyss JL. 2000. Resolving the “opal paradox” in the Southern Ocean. *Nature* 405: 168–172.
- Ragueneau O, Treguer P, Leynaert A, Anderson R.F, Brzezinski M.A, DeMaster DJ, Dugdale RC, Dymond J, Martin-Jezequel V, Nelson DM, Queguiner B. 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global Planet. Change* 26: 317–365.
- Sánchez A, Carriquiry J. 2007a. Acumulación de Corg, Norg, Porg y BSi en la Margen de Magdalena, BCS (México), durante los últimos 26 ka. *Cienc. Mar.* 33: 23–35.
- Sánchez A, Carriquiry J. 2007b. Flujos de carbono orgánico sedimentario a lo largo de la Margen continental del Pacífico nororiental mexicano. En: Hernández-De la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE. Pp. 427–436.

- Sarmiento JL, Toggweiler JR. 1984. A new model for the role of the oceans in determining atmospheric $p\text{CO}_2$. *Nature* 308: 621–624.
- Sigman DM, Boyle EA. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407: 859–869.
- Treguer P, Nelson DM, Van Bennekom AJ, DeMaster DJ, Leynaert A, Queguiner B. 1995. The balance of silica in the world ocean: a reestimate. *Science* 268: 375–379.
- van Geen A, Zheng Y, Bernhard JM, Cannariato KG, Carriquiry JD, Dean WE, Eakins BW, Ortiz JD, Pike J. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanogr.* 18, 1098, doi:10.1029/2003PA000911.
- Volk T, Hoffert MI. 1985. Ocean carbon pumps: analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO_2 changes, En: Sundquist ET, Broecker WS (eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 : Natural Variations Archean to Present*, AGU, Geophys. Monogr. Ser., Washington, DC. Pp. 99–110.

CUARTA PARTE

Aspectos biológicos

Variabilidad interanual del nano-microfitoplancton: inviernos 2001–2007

E Millán-Núñez

RESUMEN

A partir de 2001 el programa IMECOCAL empezó sistemáticamente a recolectar muestras de fitoplancton para su cuantificación e identificación taxonómica, haciendo muestreos principalmente en dos épocas del año a 10 m de profundidad. Este trabajo muestra los resultados sobre abundancia de células y biomasa del nano-microfitoplancton durante los primeros siete inviernos consecutivos, enfatizando la variabilidad espacio-temporal y de gran escala durante el período de muestreo. Se detectaron un total de 48 géneros entre los grupos diatomeas y dinoflagelados, así como 38 especies de diatomeas sólo en la línea 127. En 2001 y 2007, bajo condiciones La Niña, las diatomeas más sobresalientes fueron *Chaetoceros curvisetus* (Cleve), *Ch. didymus* (Ehrenberg) y *Corethron hystrix* (Hensen); mientras que de 2003 a 2006, bajo condiciones El Niño, la riqueza específica se redujo y la biomasa de nano-microdiatomeas descendió drásticamente al 88%. Mediante la serie interanual frente a Baja California se detectaron importantes procesos oceanográficos como giros ciclónicos y surgencias en áreas específicas, que favorecieron el incremento de la productividad del ecosistema pelágico. Se considera,

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Ecología Marina. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada, Baja California 22860. emillan@cicese.mx.

sin embargo, que la frecuente presencia de surgencias podría enmascarar el efecto de eventos anómalos como El Niño.

Palabras clave: variabilidad interanual, fitoplancton, Baja California, El Niño, La Niña

ABSTRACT

Since 2001 the IMECOCAL program has been systematically collecting phytoplankton samples for their taxonomic quantification and identification. Surveys are generally conducted in two seasons, at 10 m depth. Results of nano-microphytoplankton cell abundance and biomass are shown here for the first seven consecutive winters, with emphasis on large-scale spatial and temporal variability. A total of 48 genera (mainly diatoms and dinoflagellates) were detected during the sampling period, as well as 38 diatom species only in line 127. In 2001 and 2007, under La Niña conditions, diatoms *Chaetoceros curvisetus* (Cleve), *Ch. Didymus* (Ehrenberg), and *Corethron hystrix* (Hensen) outstand; whereas from 2003 to 2006, under El Niño conditions, diversity decreased, and nano-microdiatom biomass reduced drastically to 88%. Interannual series indicated the occurrence of important oceanographic processes like cyclonic gyres and upwelling in specific areas off Baja California, which favored the productivity of the pelagic ecosystem. However, the frequent occurrence of coastal upwelling events could mask effects of El Niño.

Keywords: interannual variability, phytoplankton, Baja California, El Niño, La Niña

INTRODUCCIÓN

Para la oceanografía biológica es fundamental conocer la variabilidad interanual y espacial del fitoplancton en lagunas, mares y océanos, ya que esto facilita la determinación de la extensión y persistencia de la cadena alimenticia, así como la localización de regiones con diferentes niveles de producción primaria. Los estudios sobre fitoplancton frente a Baja California han sido esporádicos y de corta duración (Allen 1945, Balech 1960, Estrada y Blasco 1979, Venrick 1998, 2002, Martínez-López y Verdugo-Díaz 2000, Hernández-Becerril *et al.* 2007). Resultados recientemente publicados indican que 2001 y principios de 2002 se caracterizaron por aguas más frías y eventos de surgencias más fuertes que lo normal. Este patrón pudiera significar una continuación de las condiciones que prevalecieron durante 1998-1999,

cuyas características fueron representativas de La Niña, lo que implicaría de cierta manera que la productividad se mantendría alta en los siguientes años (Durazo y Baumgartner 2002, Schwing *et al.* 2002). Sin embargo, la información reciente proporcionada por NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) acerca del índice multivariado ENOS (MEI) indica que los datos de mediados de 2002 hasta 2006 sugieren condiciones climatológicas más cálidas características de El Niño (<http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/SWcasts/>). Conocer la distribución del fitoplancton en función de la latitud y la distancia a la costa a lo largo de un período interanual resulta básico para esclarecer los efectos de las diferentes condiciones climatológicas oceanográficas que afectan al sistema pelágico. Uno de estos efectos se refleja en la variabilidad de la biomasa y riqueza específica de los principales grupos taxonómicos, así como en la fracción de tamaño dominante de las células del fitoplancton. La zona oceánica se caracteriza por tener células $<5 \mu\text{m}$ y por ser un sistema oligotrófico con bajas concentraciones de nutrientes, mientras que las diatomeas de mayor tamaño ocurren usualmente en zonas de surgencias con un elevado incremento en la biomasa del fitoplancton.

Este trabajo muestra la primera serie de siete inviernos consecutivos del fitoplancton, particularmente de diatomeas y dinoflagelados, obtenida por el programa IMECOCAL. En él se proporciona información básica acerca de la variabilidad espacio-temporal del fitoplancton en la que se muestra la presencia y abundancia de los principales géneros de diatomeas y dinoflagelados de la región, así como las principales especies. Estos resultados podrán ser asociados a corto plazo con un estudio de fitogeografía regional que los relacione con las diferentes condiciones de climatología oceanográfica. Debido a la complejidad oceanográfica que presenta la porción sureste de la Corriente de California frente a Baja California, los datos de la serie de tiempo todavía muestran huecos de información en diferentes épocas del año, así como sobre la contribución de la fracción del fitoplancton más pequeño, denominado picoplancton.

MATERIALES Y MÉTODOS

Almacenamiento de muestras

Las muestras de agua de mar se recolectaron frente a las costas de Baja California entre enero y febrero (inviernos) de 2001 a 2007, en aproximadamente 84 estaciones por crucero (fig. 1). Las muestras de fitoplancton proceden de 10 m de profundidad y se tomaron en botellas Niskin de 5 l, almacenándose en botellas os-

curas de 250 ml preservadas con formaldehído a un pH entre 7.5 y 8 (Thronsen 1978), a una concentración final de 1%.

Análisis del nano-microfitoplancton (>5µm)

El análisis del fitoplancton se llevó a cabo en los dos meses después de cada crucero. Para los conteos de células se utilizó la guía técnica propuesta por Hasle (1978), concentrando 50 ml de agua de mar con una cámara de sedimentación y con la ayuda de un microscopio invertido con objetivos de 16x y 40x (Utermöhl 1958). Cuando fue posible, diatomeas y dinoflagelados se clasificaron al nivel de especie y su identificación se basó principalmente en los trabajos de Cupp (1943), Hasle y Syvertsen (1997), Licea *et al.* (1996) y Moreno *et al.* (1997). Las diatomeas se midieron al microscopio utilizando un micrómetro con reglilla en el ocular. Posteriormente los valores se transformaron a biovolumen (μm^3) utilizando las formas estereométricas sugeridas por Strathmann (1967) y Edler (1979). La biomasa de la población de nano-microdiatomeas se calculó mediante la ecuación:

$$B_p = C_p \cdot V_p \cdot F_p$$

en donde B_p es la biomasa media de la población de células ($\mu\text{g C l}^{-1}$), C_p es la abundancia de células (células l^{-1}), V_p es el biovolumen por células (μm^3 células l^{-1}), y F_p es el factor de conversión de biovolumen a carbono (Verity *et al.* 1992). En este estudio se enfatizó la variabilidad temporal de los principales grupos taxonómicos del fitoplancton, así como la distribución espacial de las diatomeas >5 µm. Se excluyeron las células <5 µm, así como los organismos del picoplancton, debido a que las células pequeñas requieren de una técnica diferente para ser cuantificadas (Yentsch *et al.* 1983, Sieracki *et al.* 1995).

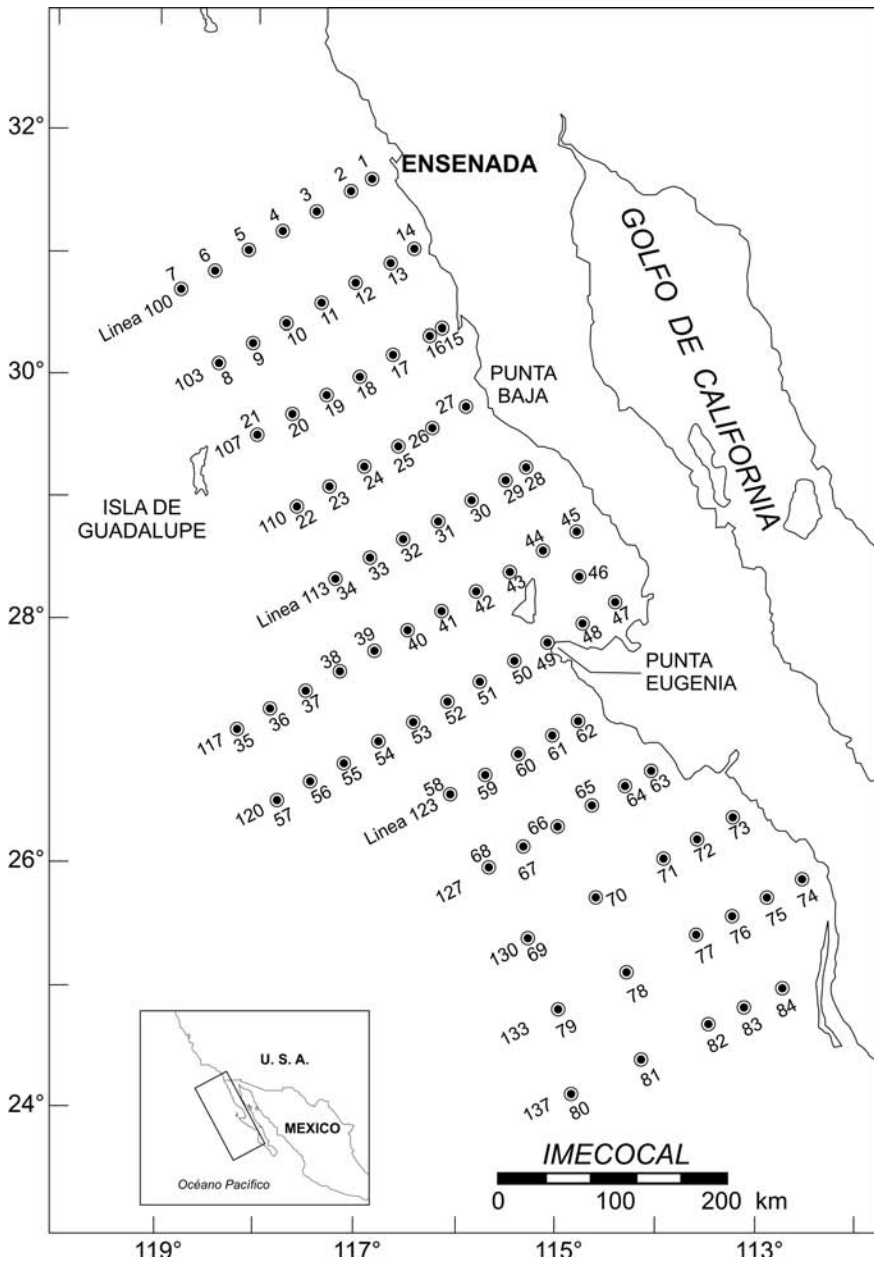
RESULTADOS

Promedio de fitoplancton por líneas

Nano-microfitoplancton (>5 µm)

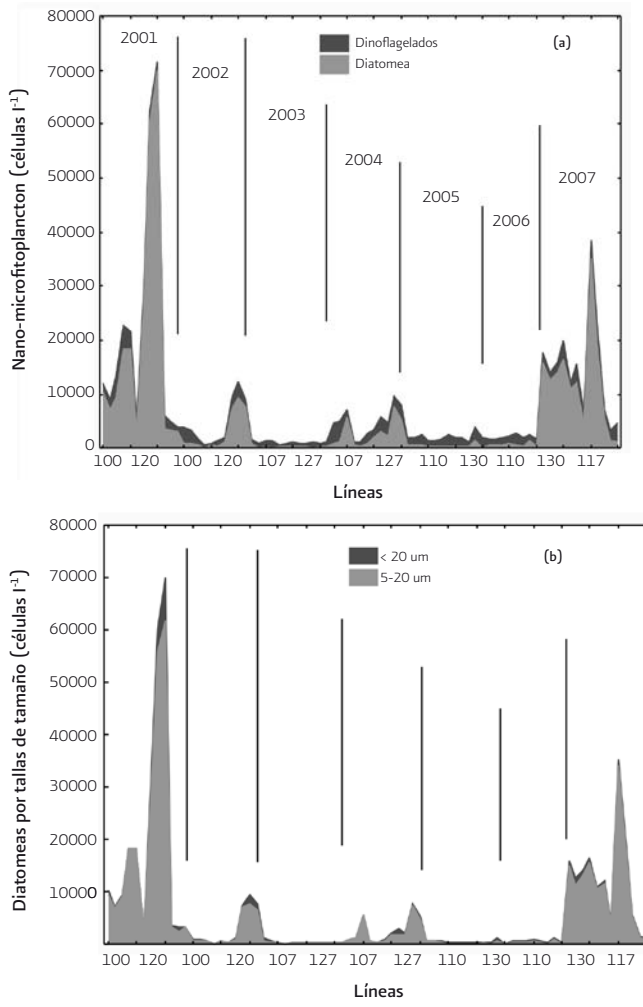
La serie de tiempo del fitoplancton >5 µm mostró una tendencia notable a disminuir en abundancia a partir del invierno de 2002 hasta el invierno de 2006,

Figura 1. Mapa del área de estudio. (•) Estaciones en las líneas correspondientes a los cruceros IMECOCAL 2001–2007.



mostrando sus máximos valores en 2001, principalmente en las líneas 123 y 127 al sur de Punta Eugenia (fig. 2). Durante 2003, parte de 2004, 2005 y 2006 dominaron los dinoflagelados, y no fue sino hasta enero de 2007 cuando se detectó una recuperación en la abundancia y riqueza específica de las diatomeas con características similares a las de 2001 (fig. 2a). La composición taxonómica del

Figura 2. Variabilidad interanual del fitoplancton por línea. Promedios entre las estaciones de cada línea a 10 m de profundidad: (a) diatomeas y dinoflagelados (células l⁻¹), y (b) diatomeas por talla de tamaño 5–20 µm y >20 µm.



fitoplancton en 2001 consistió de 24 géneros de diatomeas, 8 de dinoflagelados y 2 de silicoflagelados, a diferencia de 2002 cuando disminuyó el número de géneros de diatomeas representados a 15 (tabla 1a). Durante el período de 2003 a 2006 se observó un continuo descenso en la abundancia y el número de géneros del fitoplancton, incrementando nuevamente su riqueza específica para el invierno de 2007 hasta 27 géneros de diatomeas, con los mismos números de dinoflagelados y silicoflagelados (tabla 1b).

Se jerarquizó la estructura de la composición taxonómica del fitoplancton aplicando para cada año de muestreo el índice de nicho ecológico propuesto por Levín (1978), cuyo mayor valor representa la persistencia del organismo a lo largo del período de tiempo muestreado (*Nitzschia*, *Chaetoceros*, *Thalassionema*, *Rhizosolenia*, *Coscinodiscus*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium*, y *Oxytoxum*; tabla 1a, b). Se excluyeron los sílicoflagelados por su escasa presencia espacio temporal. Por otro lado, se seleccionó para el análisis la línea 127, al sur de Punta Eugenia, por ser una zona donde constantemente concurren surgencias y giros ciclónicos (Martínez-López y Verdugo-Díaz 2000, Schwing *et al.* 2000, Millán-Núñez *et al.* 2004a, Sánchez-Pérez 2008) que favorecen al florecimiento de las principales especies de diatomeas tales como *Chaetoceros decipiens*, *Ch. curvisetus*, *Ch. didymus*, *Rhizosolenia alata*, *Skeletonema costatum* y *Corethron hystrix* (tabla 2).

Abundancia de diatomeas por fracciones de tamaño

La fracción de talla de las nanodiatomeas (5–20 μm) dominó durante toda la serie de tiempo, a excepción de las líneas 123, 127 y 130 donde las microdiatomeas (>20 μm) fueron abundantes (fig. 2b).

Biomasa de diatomeas por fracción de tamaño

Las microdiatomeas aportaron la mayor cantidad de biomasa con un intervalo de 0.1–30.1 $\mu\text{g C l}^{-1}$, con valores máximos durante 2001 y 2007. Sin embargo, durante 2003 y 2004 los promedios de biomasa fueron muy bajos y no mostraron diferencias entre grupos de tamaño (tabla 3).

Tabla 1a. Observaciones positivas de los géneros del fitoplancton en las estaciones más frecuentes durante 2001–2003. El género *Nitzschia* contiene a los géneros *Cylindrotheca* y *Pseudo-nitzschia*, así como *Gonyaulax* contiene a *Lingulodinium*. Los números de las estaciones se escribieron en forma vertical.

Estación	2001									2002									2003				
	3	1	1	3	5	5	5	6	6	7	1	6	6	6	7	5	6	6	7				
Diatomeas	3	1	1	3	5	5	8	0	3	4	5	3	2	4	8	9	1	2	2	4	5	5	
<i>Nitzschia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Chaetoceros</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Thalassionema</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Rhizosolenia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Coscinodiscus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Navicula</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Hemiaulus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Skeletonema</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Leptocylindrus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Bacteriastrium</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Corethron</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Guinardia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Cerataulina</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Fragilariopsis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>Cyclotella</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Tabla 1a. Continúa.

Estación	2001										2002										2003											
	3	1	1	3	5	5	0	2	8	5	6	6	3	4	5	7	1	6	6	6	6	6	6	5	2	2	5	6	6	6	7	
Actinoptychus								-																								
Eucampia				-						-																						
Thalassiosira										-																						
Asterionellopsis																																
Asteromphalus																																
Cocconeis																																
Dactyliosolen																																
Gramatophora																																
Lauderia																																
Planktoniella																																
Suirella																																
Dinoflagelados																																
Gymnodinium																																
Gyrodinium																																
Oxytoxum																																
Ceratium																																
Priocentrum																																
Gonyaulax																																

Tabla 1a. Continúa.

Estación	2001						2002						2003																	
	3	1	1	3	5	0	2	8	0	3	4	6	7	1	3	2	2	6	6	6	7	5	2	2	6	6	6	7		
Peridinium																														
Dinophysis																														
Podolampas																														

Tabla 1b. Observaciones positivas de los géneros del fitoplancton en las estaciones más frecuentes durante los años 2004–2007. El género *Nitzschia* contiene a los géneros *Cylindrotheca* y *Pseudo-nitzschia*, así como *Gonyaulax* contiene a *Lingulodinium*. Los números de las estaciones se escribieron en forma vertical.

Estaciones	2004							2005							2006							2007									
	1	1	5	6	6	7	7	2	1	1	3	5	7	7	2	3	5	6	6	4	6	1	2	2	3	4	4	4	4	5	6
Diatomeas																															
<i>Nitzschia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Chaetoceros</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Thalassionema</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Rhizosolenia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Coscinodiscus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Navicula</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Hemiaulus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Skeletonema</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Leptocylindrus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Bacteriastrium</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Corethron</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Guinardia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cerataulina</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fragilariopsis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cyclotella</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Actinoptychus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 1b. Continúa

Estaciones	2004							2005							2006							2007																
	1	1	4	5	6	6	7	2	1	1	1	3	5	7	7	2	3	5	6	6	7	2	3	5	6	6	4	6	1	2	2	3	4	4	4	4	5	6
Eucampia																																						
Thalassiosira				-																																		
Asterionellopsis																																						
Asteromphalus																																						
Cocconeis																																						
Dactyliosolen																																						
Gramatophora																																						
Lauderia																																						
Planktoniella																																						
Suriella																																						
Ditylum																																						
Gyrodinium																																						
Lithodesmium																																						
Hemidiscus																																						
Biddulphia																																						
Proboscia																																						
Triceratium																																						
Licmophora																																						
Stephanopyxis																																						

Tabla 1b. Continúa

Estaciones	2004						2005						2006						2007											
	1	1	5	6	6	7	2	1	1	3	5	7	7	2	2	3	5	6	6	4	6	1	2	2	3	4	4	4	5	6
Dinoflagelados																														
Gymnodinium	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Gyrodinium																														
Oxytoxum																														
Ceratium	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Prorocentrum																														
Gonyaulax	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Peridinium																														
Dinophysis	-																													
Podolampas																														
Protoperidinium																														
Scrippsiella																														

Tabla 2. Especies de diatomeas >5µm en la línea 127 durante los eneros de 2001–2007: estación 64 (2001), estación 68 (2002), estación 64 (2003), estación 65 (2004), estación 67 (2005), estación 64 (2006) y estación 64 (2007).

Especies de diatomeas	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
<i>Cylindrotheca closterium</i> (Ehrenberg)	16501	7563		1650			1925
<i>Nitzschia</i> sp.							550
<i>Pseudo-nitzschia australis</i> Frenguella	3300	825					
<i>Pseudo-nitzschia pungens</i> (Grunow Ex. Cleve) Hasle	1100						
<i>Chaetoceros decipiens</i> (Cleve)	26677	4263					
<i>Chaetoceros curvisetus</i> (Cleve)	44278			2475			1512
<i>Chaetoceros radicans</i> (Schütt)	2750			688			
<i>Chaetoceros atlanticus</i> (Cleve)	825	4125					963
<i>Chaetoceros didymus</i> Ehrenberg							21038
<i>Chaetoceros messanensis</i> (Castracane)		963					138
<i>Chaetoceros lorenzianus</i> (Grunow)		276					825
<i>Thalassionema frauenfeldii</i> (Grunow)	1100	2613		550	276	273	3163
<i>Rhizosolenia alata</i> (Brightwell)	3300	8113	413				
<i>Rhizosolenia stolterfothii</i> (H. Peragallo)	550	413		412			
<i>Rhizosolenia setigera</i> Brightwell	825						
<i>Rhizosolenia hebetata</i> (Bailey)	276						
<i>Rhizosolenia imbricata</i> Brightwell							138
<i>Rhizosolenia calcar avis</i> (M. Schultze)		276					
<i>Rhizosolenia clevei</i>		276					
<i>Rhizosolenia longissima</i>							1512
<i>Actinoptychu</i> sp.				138			
<i>Asteromphalus heptactis</i> (Brébisson)						138	
<i>Coscinodiscus radiatus</i> (Ehrenberg)	276	413					550
<i>Coscinodiscus</i> sp.		276			138	820	

Tabla 2. Continúa

Especies de diatomeas	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
<i>Navicula</i> sp.	825	138			138		
<i>Ditylum brightwellii</i> (Grunow)							
<i>Hemiaulus sinensis</i> (Greville)	2475			276			
<i>Skeletonema costatum</i> (Greville) Cleve	10726	2,200					
<i>Leptocilindrus danicus</i> (Cleve)	2750						
<i>Lauderia annulata</i> (Cleve)		2063					
<i>Bacteriastrium elongatum</i> Cleve	1375			276			276
<i>Surirella gemma</i> (Ehrenberg)		138					
<i>Corethron hystrix</i> (Hensen)	46753	2750					
<i>Guinardia delicatula</i> (Cleve)	5775						
<i>Fragilariopsis doliolus</i> (Wallich)			825				
<i>Planktoniella sol</i> (Wallich)		138	138				
<i>Cerataulina pelagica</i> (Cleve)	276						
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehrenberg)	825						
Total de células l ⁻¹	173,538	37,822	1,376	6,465	552	1,231	32,866

Variabilidad espacio-temporal del fitoplancton

Diatomeas (>5µm)

En enero de 2001 las diatomeas se distribuyeron en ~80% del área IMECOCAL con un promedio en abundancia de 20×10^3 células l⁻¹, excepto en las líneas 123 y 127 al sur de Punta Eugenia en donde alcanzaron valores hasta de 170×10^3 células l⁻¹ (fig. 3a). Los inviernos de 2002 y 2004 mostraron una distribución de diatomeas similar entre sí a lo largo del área de estudio, y valores máximos de 28 y 38×10^3 células l⁻¹, respectivamente (fig. 3b, d); mientras que en enero de 2003, 2005 y 2006 la distribución fue más homogénea en toda el área de estudio con valores menores a 3×10^3 células l⁻¹ (fig. 3c, e, f). Fue hasta enero de 2007 cuando se observó una recuperación en la abundancia y riqueza específica de las diatomeas, con promedios muy similares a los del invierno de 2001 (fig. 3g).

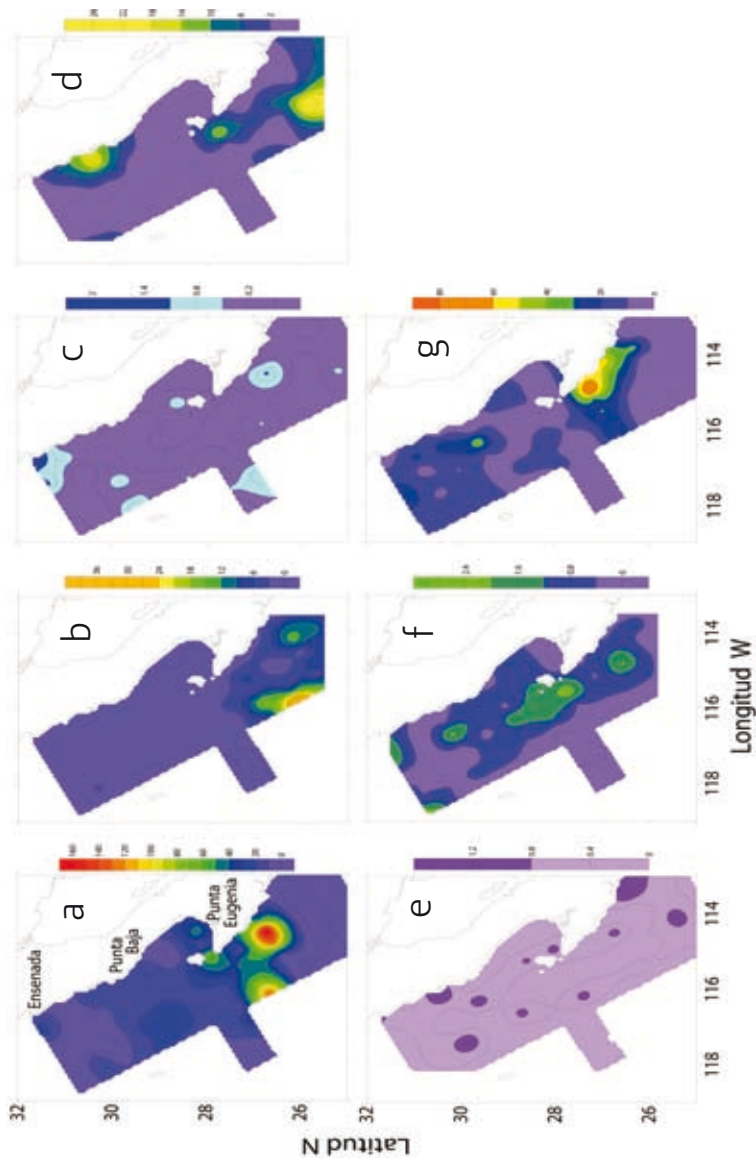
DISCUSIÓN

La descripción interanual de la oceanografía física y climatología de la zona de estudio ha sido previamente caracterizada por grupos de investigación como CalCOFI e IMECOCAL (Durazo *et al.* 2001, Schwing *et al.* 2002, Venrick *et al.* 2003, Goericke *et al.* 2004, 2005, 2007, Peterson *et al.* 2006, Wolter y Timlin 1998, Gaxiola-Castro *et al.* 2008). Una de las principales conclusiones de estos autores fue que durante el invierno 2001-2002 se mantuvo la presencia por cuarto año consecutivo del fenómeno denominado La Niña. Los datos de 2001, representados en las figuras 2a y 3a y en la tabla 3, reafirman esta conclusión al mostrar un incremento sustantivo en la biomasa de diatomeas favorecidas por eventos de surgencias más fuertes de lo usual, así como por la presencia de dos remolinos ciclónicos, uno frente a Ensenada y otro en Punta Eugenia (Schwing *et al.* 2000, 2002, Goericke *et al.* 2004). La región frontal al sur de Punta Eugenia fue más evidente durante este período y se asoció con alta temperatura (>18.5 °C), alta salinidad (>34.5) y alta concentración de clorofila *a* (>14 mg m⁻³), así como con un claro descenso en la abundancia de dinoflagelados. Sin embargo, esos mismos autores detectaron que de 2002 al 2006 los datos climatológicos y oceanográficos estuvieron relacionados con un evento El Niño de intensidad débil. Tales conclusiones se fortalecen con los bajos valores encontrados en el presente estudio para nano-microdiatomeas (fig. 3b-f), contrarios a los reportados para abril de 1998 por Hernández-Becerril *et al.* (2007) quienes reportaron una fuerte dominancia de formas nanoplanctónicas para un evento El Niño. Posiblemente la discrepancia se debió a la estrategia de muestreo utilizada, ya que Hernández-Becerril *et al.* (2007) muestrearon en pocas estaciones cercanas a la costa.

Tabla 3. Biomasa media de diatomeas a 10 m de profundidad por dos grupos de tamaño ($\mu\text{g C l}^{-1}$) durante los inviernos de 2001-2007 según el programa IMECOCAL.

Biomasa media	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Nano-diatomeas	23.76	1.83	0.07	2.21	0.16	0.17	17.83
Micro-diatomeas	30.07	11.87	0.10	1.77	5.23	5.37	26.51
Biomasa total media	53.83	13.70	0.17	3.98	5.39	5.54	44.34

Figura 3. Distribución espacio-temporal de las nano-microdiatomeas ($\times 10^3$ células l^{-1}) a 10 m de profundidad durante los cruces IMECCAL 2001–2007: (a) enero de 2001, (b) enero de 2002, (c) enero de 2003, (d) enero de 2004, (e) enero de 2005, (f) enero de 2006, y (g) enero de 2007.



Como información adicional de 2005 y durante seis meses (a partir de abril hasta septiembre) se detectó un masivo y persistente florecimiento de *Lingulodinium polyedra* (Stein) Dodge frente a Ensenada, con un promedio de 1.2×10^6 células l^{-1} , el cual posiblemente se debió a la estimulación del fitoplancton por varias precipitaciones pluviales intensas (un total de 520.3 mm, con un promedio mensual de 86.7 mm) ocurridas durante los seis meses anteriores al inicio del florecimiento. Hayward *et al.* (1995) documentaron un evento de florecimiento muy similar en el sur de California durante los primeros cuatro meses de 1995.

Las diatomeas ($>20 \mu m$) estuvieron presentes durante 2001 y 2007 (fig. 2b), considerados como años La Niña. Durante tales años ocurrieron vientos que favorecieron eventos de surgencias que incrementaron la biomasa fitoplanctónica (tabla 3), así como influyeron en la pronta recuperación de las aves marinas que se vieron afectadas en el período de El Niño (Hyenback y Veit 2003, Goericke *et al.* 2007). Esta idea se apoya en el incremento de la biomasa de las nano-microdiatomeas por sobre la de los organismos del picoplancton durante el invierno de 2001, tal y como lo reportaron Millán-Núñez *et al.* (2004a) para la misma área de estudio.

En el período 2002–2003 frente a Baja California se reportaron patrones anómalos característicos de un evento El Niño, con corrientes costeras superficiales hacia el polo y agua más caliente y salina que lo normal (aumentos de $0.9^{\circ}C$ y 0.8 de salinidad), así como expansión del volumen de la Corriente Subsuperficial de California, tal y como lo reportaron Durazo y Baumgartner (2002) y Durazo *et al.* (2005). Venrick *et al.* (2003) detectaron la intrusión de la Corriente Subártica dentro del Sistema de la Corriente de California, con un ligero calentamiento durante 2003 e influencia de agua fría, menos salina y baja concentración de nutrientes. En este estudio la tabla 1a y la figura 2a reflejan en buena medida lo reportado por Goericke *et al.* (2005) en el sentido de que las diatomeas fueron afectadas en su crecimiento por la baja concentración de ácido silícico, ya que se observa un drástico descenso en la abundancia de diatomeas durante el invierno de 2003. De igual manera, Martínez-López y Verdugo-Díaz (2000) reportaron frente a Bahía Magdalena una reducción de células de fitoplancton hasta de un 90% en aguas superficiales durante El Niño 1982-1983. Este tipo de observaciones se relacionan con lo reportado por Hyenback y Veit (2003) acerca de una reducción poblacional de seis especies de aves pelágicas en la región de CalCOFI durante 2002 y 2004.

En este estudio podemos decir que los resultados de muestreos restringidos a una sola época del año tienden a mostrar deficientemente los procesos en compa-

ración con estudios de series de tiempo de corta duración como los reportados por Millán-Núñez *et al.* (2004b) para Bahía San Quintín. De igual manera, coincidimos con lo reportado por Venrick (2009) acerca del enmascaramiento de los eventos anómalos como El Niño por la frecuente presencia de surgencias. Por ello se considera importante seguir monitoreando el sistema de la Corriente de California a través de los diferentes programas interinstitucionales, y así poder cubrir uno de sus principales objetivos: entender la variabilidad poblacional del sistema pelágico ante eventos anómalos como El Niño y La Niña.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la tripulación del B/O Francisco de Ulloa por su eficiente apoyo durante el desarrollo de las actividades a bordo; y a los estudiantes y técnicos que contribuyeron a la investigación: J García-Córdova, JF Moreno-Higareda, L Soto-Mardones, JT Campos-Alfaro, S Aguiñiga, ED Sánchez-Pérez, E Aguirre-Hernández y ME De La Cruz-Orozco. Se agradece a JM Domínguez y FJ Ponce por la ayuda en algunas figuras aquí presentadas. Al meteorólogo AS Higareda-Cervera se agradecen los datos de precipitación pluvial en la Presa Emilio López Zamora de CONAGUA. Este estudio se realizó dentro del programa IMECOCAL con tres proyectos de CONACYT (G-35326-T, SEP-2003-CO2-42569, SEMARNAT-CONACYT 23804) y una estancia posdoctoral del autor en el Bigelow Laboratory for Ocean Sciences, Maine.

REFERENCIAS

- Allen WE. 1945. Seasonal occurrence of marine plankton diatoms off southern California in 1938. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* 5: 293–334.
- Balech E. 1960. The changes in the phytoplankton population off the California coast. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 7: 127–132.
- Cupp EE. 1943. Marine plankton diatoms of the west coast of North America. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* 5: 1–237.
- Durazo R, Baumgartner TR, Bograd SJ, Collins CA, De la Campa S, García J, Gaxiola-Castro G, Huyer A, Hyrenback KD, 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 TR. 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, Gómez-Valdés J, Mascareñas Jr A. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002–2003: A weak El Niño and subarctic water enhancement. *Cienc. Mar.* 31: 537–552.
- Edler L. 1979. Recommendations for marine biological studies in the Baltic Sea. *Phytoplankton and chlorophyll.* *Baltic Mar. Biol.* 5: 1–38.
- Estrada M, Blasco D. 1979. Two phases of the phytoplankton community in the Baja California upwelling. *Limnol. Oceanogr.* 24: 1065–1080.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De La Cruz-Orozco ME, Millán-Núñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Goericke R, Bograd SJ, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdés J, Hooff R, Huyer A, Hyrenback K, Lavaniegos B, Mantyla A, Peterson WT, Schwing FB, Smith RL, Sydeman W, Venrick EL, Wheeler P. 2004. The state of the California Current, 2003–2004: A rare “normal” year. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 45: 9–27.
- Goericke R, Bograd SJ, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdés J, Hooff R, Huyer A, Hyrenback K, Lavaniegos B, Mantyla A, Peterson WT, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Venrick EL, Wheeler P. 2005. The state of the California Current, 2004–2005: Still cool?. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 46: 32–71.
- Goericke R, Venrick EL, Koslov T, Sydeman W, Schwing FB, Bograd SJ, Peterson W, Emmett R, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdés J, Hyrenback KD, Bradley R, 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.
- Hasle GR. 1978. Using the inverted microscope. En: Sournia A (ed.), *Phytoplankton Manual.* UNESCO. Paris. Pp. 191–196.
- Hasle GR, Syvertsen EE. 1997. Marine diatoms. En: Tomas RC (ed.), *Identifying marine phytoplankton.* Academic Press. Harcourt Brace Company. Pp 5–361.
- Hayward TL, Cayan DR, Franks PJ, Lynn RJ, Mantyla AW, McGowan JA, Smith PE, Schwing FB, Venrick EL. 1995. The state of the California Current in 1994–1995: A period of transition. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 36: 22–37.
- Hernández-Becerril DU, Bravo-Sierra E, Aké-Castillo J. 2007. Phytoplankton on the western coasts of Baja California in two different seasons in 1998. *Scient. Mar.* 71: 735–743.
- Hyrenback KD, Veit RR. 2003. Ocean warming and seabird assemblages of the California Current System (1987–1998): response at multiple temporal scales. *Deep-Sea Res. II* 50: 2537–2565.

- Levins R. 1978. *Evolution in Changing Environments*. Princeton Univ. Press. Princeton. Pp. 39–65.
- Licea S, Moreno JL, Santoyo H, Figueroa G. 1996. *Dinoflagelados del Golfo de California*. Universidad Autónoma de Baja California Sur. 165 pp.
- Martínez-López A, Verdugo-Díaz G. 2000. Composición y dinámica del fitoplancton en el BAC de Bahía Magdalena, BCS. En: Lluch-Belda D, Elorduy-Garay J, Lluch-Cota SE, Ponce-Díaz G (eds.), *Centros de Actividad Biológica del Pacífico Mexicano*. Pp 125–142.
- Millán-Núñez E, Lara-Lara JR, Cleveland JS. 1998. Variations in specific absorption coefficients and total phytoplankton in the Gulf of California. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 39: 159–168.
- Millán-Núñez E, Shieracki ME, Millán-Núñez R, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Trees CC. 2004a. Specific absorption coefficient and phytoplankton biomass in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 51: 817–826.
- Millán-Núñez R, Millán-Núñez E, Álvarez-Borrego S, Trees CC, Santamaría-del-Ángel. 2004b. Variability of the phytoplankton community in San Quintin Bay based on the pigment analysis. *Cien. Mar.* 30: 145–153.
- Moreno JL, Licea S, Santoyo H. 1997. *Diatomeas del Golfo de California*. Universidad Autónoma de Baja California Sur. 273 pp.
- Peterson B, Temmett R, Goericke R, Venrick EL, Mantyla A, Bograd SJ, Schwing FB, Hewitt R, Lo N, Watson W, Barlow J, Lowry M, Ralston S, Lavaniegos B, Sydeman W, Hyrenback D, Bradley RW, Warzybok P, Chávez F, Hunter K, Benson S, Weise M, Harvey J, Gaxiola-Castro G, Durazo R. 2006. The state of the California Current, 2005-2006: Warm in the north, cool in the south. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 47: 30–74.
- Sánchez-Pérez ED. 2008. Caracterización de la comunidad de fitoplancton a partir de la forma espectral de absorción frente a Baja California: veranos 2002-2003. Tesis de Maestría en Ciencias en Oceanografía Costera. Universidad Autónoma de Baja California. 79 pp.
- Schwing FB, Moore CS, Ralston S, Sakuma KM. 2000. Record coastal upwelling in the California Current in 1999. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 41: 148–160.
- Schwing FB, Bograd SJ, Collin CA, Gaxiola-Castro G, Garcia J, Goericke R, Gómez-Valdéz J, Huyer A, Hyrenbach KD, P. Koero PM, Lavaniegos B, Lynn RJ, Mantyla A, Olman MD, Peterson WT, Smith RL, Sydeman WJ, Venrick EL, Wheeler PA. 2002. The state of the California Current, 2001–2002: will the California Current System keep its cool, or is El Niño looming? *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 43: 31–68.

- Sieracki ME, Haugen EM, Cucci TL. 1995. Overestimation of heterotrophic bacteria in the Sargasso Sea: direct evidence by flow and imaging cytometry. *Deep-Sea Res.* 42: 1399–1410.
- Strathman RR. 1967. Estimating the organic carbon content of phytoplankton from cell volume or plasma. *Limnol. Oceanogr.* 12: 411–418.
- Thronsdon J. 1978. Preservation and storage. En: Sournia A (ed.), *Phytoplankton Manual. Monographs on oceanographic methodology* 6. UNESCO. Pp. 69–74.
- Utermöhl H. 1958. Zur vervollkommnung der quantitativen phytoplankton methodik. *Mitt. Int. Verein Theor. Angew. Limnol.* 9: 1–38.
- Venrick EL. 1988. The vertical distribution of chlorophyll and phytoplankton species in the North Pacific central environment. *J. Plank. Res.* 10: 987–998.
- Venrick EL. 2002. Floral patterns in the California Current System off southern California: 1990–1996. *J. Mar. Res.* 60: 171–189.
- Venrick EL, Bograd SJ, Checkley D, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hunter J, Huyer A, Hyrenback KD, Lavaniegos B, Mantyla A, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Wheeler PA. 2003. The state of the California Current, 2002-2003: Tropical and Subarctic influences vie for dominance. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 44: 28–60.
- Venrick EL. 2009. Floral patterns in the California Current: The coastal-offshore boundary zone. *J. Mar. Res.* 67: 89–111.
- Verity PG, Robertson CY, Tronzo CR, Andrews MG, Nelson JR, Sieracki ME. 1992. Relationships between cell volume and the carbon and nitrogen content of marine photosynthetic nanoplankton. *Limnol. Oceanogr.* 37: 1434–1446.
- Wolter K, Timlin MS. 1998. Measuring the strength of ENSO: how does 1997/98 rank? *Weather* 53: 315–324.
- Yentsch CM, Horan PK, Muirhead K, Dortch Q, Haugen E, Legendre L, Murphy LS, Perry MJ, Phinney D. 1983. Flow cytometry and cell sorting: A technique for analysis and sorting of aquatic particles. *Limnol. Oceanogr.* 28: 1275–1280.

Distribución de pigmentos fotosintéticos y grupos de fitoplancton durante octubre de 2003

A Almazán-Becerril¹, E García-Mendoza², D Rivas³

RESUMEN

Se describe la distribución de grupos de fitoplancton en la costa occidental de Baja California durante octubre de 2003 con base en el análisis quimiotaxonómico de pigmentos fotosintéticos. El estudio detectó la presencia de 7 grupos taxonómicos cuyos promedios porcentuales de contribución a la clorofila total fueron: *Prochlorococcus* 28.9%, haptofitas 21.0%, cianobacterias 20.4%, pelagofitas 16.3%, diatomeas 8.3%, prasinofitas 3.3% y criptofitas 1.8%. La composición relativa de los grupos en las muestras y la reducción factorial de las correlaciones entre los grupos permitieron identificar la existencia de cuatro comunidades diferentes. La primera comunidad se ubicó en la zona dominada por procariotas, pelagofitas y haptofitas, con baja concentración de clorofila. La segunda comunidad se detectó por debajo de la capa de mezcla, con una mayor contribución de todos los grupos y un aumento en la diversidad de los eucariotas. A 100 m de profundidad se detectó una

¹ Centro de Investigación Científica de Yucatán, AC. Unidad de Ciencias del Agua. Calle 8, No. 39, Mz. 29, S.M. 64. Cancún 77500, Quintana Roo. almazan@cicy.mx.

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

³ Centro de Investigación en Ciencia Aplicada y Tecnología Avanzada (CICATA-IPN), Unidad Altamira. km 14.5 Carr. Tampico-Puerto de Altamira, C.P. 89600, Altamira, Tamaulipas, Mexico. drivas@ipn.mx.

tercer comunidad semejante en composición a la de la capa superficial pero con presencia de divinil clorofila *b*. Finalmente, la comunidad costera se caracterizó por concentraciones altas de clorofila, la disminución de *Prochlorococcus* y la presencia de prasinofitas y criptofitas.

Palabras clave: Baja California, comunidades de fitoplancton, pigmentos fotosintéticos.

ABSTRACT

The distribution of phytoplankton groups off the western coast of Baja California during October 2003 is described based on the chemotaxonomic analysis of photosynthetic pigments. Seven taxonomic groups were detected. The mean percent contribution to total chlorophyll was: *Prochlorococcus* 28.9%, haptophytes 21.0%, cyanobacteria 20.4%, pelagophytes 16.3%, diatoms 8.3%, prasinophytes 3.3%, and cryptophytes 1.8%. The relative contribution of the groups in samples and the factorial reduction of correlation among groups suggested the existence of four phytoplankton communities. The first community was located in the surface oceanic layer, dominated by prokaryotes, pelagophytes, and haptophytes, with low chlorophyll concentrations. The second community was present below the mixed layer and showed an increase in the contribution of all groups and more eukaryote diversity. At 100 m below the surface another community was detected whose composition resembled that observed at the surface but with divinyl chlorophyll *b* also present. Finally, a coastal community was characterized by high chlorophyll concentration, a decrease in the *Prochlorococcus* contribution, and the presence of prasinophytes and cryptophytes.

Keywords: Baja California, phytoplankton communities, photosynthetic pigments.

INTRODUCCIÓN

La estructura de la comunidad fitoplanctónica frente a la costa de la Península de Baja California está determinada por distintos factores que operan estacionalmente regidos por las variaciones hidrográficas de la Corriente de California (Venrick 2002, Espinosa-Carreón *et al.* 2004), o en escala interanual con los fenómenos de El Niño y La Niña (Kahru y Mitchell 2000). Debido a la magnitud y periodicidad de es-

tos procesos y a su impacto en el ecosistema pelágico, en la región se han realizado estudios detallados sobre aspectos florísticos y taxonómicos del fitoplancton (Hernández-Becerril 2007), la distribución de la clorofila *a*, y la tasa de producción primaria medida *in situ* (Aguirre-Hernández *et al.* 2004) o mediante imágenes de satélite (Barocio-León *et al.* 2007). Otros estudios han relacionado la abundancia de los grupos con características oceanográficas o climáticas (Estrada y Blasco 1979, Hernández-Becerril *et al.* 2007, Millán-Núñez *et al.* 2004) en épocas determinadas; pero a pesar de estos esfuerzos, aún no se conocen los patrones de distribución estacional de los diferentes grupos de fitoplancton en la zona. Este trabajo constituye una aportación al conocimiento de la distribución de los grupos de fitoplancton durante octubre de 2003 cuantificados mediante el análisis taxonómico de pigmentos fotosintéticos en los primeros 100 m de la columna de agua.

MÉTODOS

Durante la campaña de octubre de 2003 del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) a bordo del B/O Francisco de Ulloa se recolectaron muestras de agua de superficie, 10, 20, 50 y 100 metros de profundidad en 66 estaciones, para cuantificar la concentración de pigmentos fotosintéticos por medio de cromatografía líquida de alto desempeño (HPLC). Se utilizó el método de van Heukelem y Thomas (2001), que consiste en un sistema binario de solventes (solvente A: 70% metanol/30% TBAA 28 mM; solvente B: metanol al 100%) con un protocolo de elusión en gradiente de la siguiente manera: 0 a 5 min con 5% de solvente A, de 5 a 22 min con de 5% a 95% de solvente A, 95% de solvente A al min 27, y 5% de solvente al min 30. Se utilizó una columna Zorbax Eclipse XDB C₈ de 150 mm × 4.6 mm de diámetro interno y 3.5 μm de tamaño de partícula. Por cada muestra se filtró 1 l de agua a través de filtros GF/F de 25 mm de diámetro que fueron congelados de inmediato en nitrógeno líquido y mantenidos así hasta su análisis. Los protocolos de extracción y cuantificación de pigmentos han sido descritos por Almazán-Becerril y García-Mendoza (2008). La contribución relativa de los diferentes grupos de fitoplancton a la clorofila *a* total (Chl_aT) fue estimada con el programa CHEMTAX (Mackey *et al.*, 1996). La contribución relativa de *Prochlorococcus* se calculó mediante la razón (DVChl *a*)/Chl_aT, y fue restada de la matriz inicial de razones pigmentarias al igual que la zeaxantina (Zea) asociada a este grupo, para evitar la sobreestimación de la contribución de otras cianobacterias.

RESULTADOS

Pigmentos fotosintéticos

La tabla 1 muestra las concentraciones de los pigmentos fotosintéticos detectados en este estudio. La fucoxantina (Fuc), la 19'-butanoiloxifucoxantina (BF) y la 19'-hexanoiloxifucoxantina (HF) estuvieron presentes en todas las muestras. La divinil clorofila *a* (DVChl *a*) y la zeaxantina (Zea) se detectaron en todas las estaciones y a todas las profundidades excepto en la estación 117.65 a 100 m. Los pigmentos más importantes en cuanto a su concentración y presencia fueron Fuc y Zea. La Fuc alcanzó un valor máximo de 0.95 mg m⁻³ en la estación 117.40 a 30

Tabla 1. Valores máximos y promedios de la concentración de pigmentos fotosintéticos ordenados por nivel de profundidad. Concentración en mg m⁻³ ($\times 10^3$).

Pigmento	Superficie		10 m		20 m		50 m		100 m	
	Max	Prom	Max	Prom	Max	Prom	Max	Prom	Max	Prom
Peridina	1	<<1	1	<<1	4	<<1	1	<<1	0	0
Butanoiloxifucoxantina	38	9	50	12	78	15	205	49	57	23
Fucoxantina	142	19	219	24	352	37	202	59	41	16
Neoxantina	20	1	23	1	19	2	20	5	3	1
Prasincoxantina	65	2	80	4	95	6	58	12	6	2
Violaxantina	29	2	24	2	15	2	7	2	7	<<1
Hexanoiloxifucoxantina	83	22	137	28	382	43	392	85	54	24
Aloxantina	40	1	21	2	36	2	73	4	2	<<1
Zeaxantina	283	148	288	156	242	155	236	107	165	18
Clorofila <i>b</i>	210	15	251	19	288	27	328	102	141	52
Divinil clorofila <i>a</i>	45	88	48	109	54	215	86	215	28	86
Clorofila <i>a</i>	672	118	1003	143	1500	190	1054	308	187	77
Clorofila total	680	163	1038	191	1591	244	1161	395	269	105

PER = peridina, BF = 19'-butanoiloxifucoxantina, FUC = fucoxantina, NEO = neoxantina, HF = 19'-hexanoiloxifucoxantina, PRA = prasincoxantina, VIO = violaxantina, ALO = aloxantina, ZEA = zeaxantina, Chl *b* = clorofila *b*, DVChl *a* = divinil clorofila *a*, Chl *a* = clorofila *a*, CT = clorofila total.

m y éste estuvo relacionado con la mayor concentración de clorofila detectada en la zona (1.77 mg m^{-3}). La *Zea* llegó a 0.29 mg m^{-3} en la estación 117.30 a 10 m de profundidad y fue el único pigmento que presentó valores altos en la superficie que disminuyeron con la profundidad. En las estaciones de la capa superficial (0 a 20 m) se detectaron bajas concentraciones de los pigmentos principales (Fuc, BF, HF) y la ausencia de otros como la prasinoxantina (Pra), aloxantina (Alo), neoxantina (Neo) y violaxantina (Vio), mientras que la *Zea* fue el pigmento accesorio de mayor concentración. A 50 m no se detectó un aumento en la concentración de todos los pigmentos excepto *Zea*. La clorofila *b* (Chla *b* + DVChl *b*) aumentó su concentración de la superficie a 50 m de profundidad y fue uno de los pigmentos más importantes a 100 m.

Distribución de la clorofila total y grupos de fitoplancton

La composición de la ChlaT se distribuyó en 7 grupos taxonómicos cuyos promedios porcentuales fueron: *Prochlorococcus* 28.9%, haptofitas 21.0%, cianobacterias 20.4%, pelagofitas 16.3%, diatomeas 8.3%, prasinofitas 3.3% y criptofitas 1.8%. La contribución de los grupos procariontes en conjunto fue de 49.3%. La ChlaT presentó fuertes gradientes costa-océano en los primeros 20 m de profundidad, con mayor concentración en la franja costera ubicada al norte de San Quintín, en Bahía Vizcaíno y al sur de Punta Eugenia (fig. 1a). A 50 m se observó la presencia de tres zonas con concentraciones de clorofila $>1 \text{ mg m}^{-3}$ localizadas en 25.5°N , 27.3°N y 28.1°N (fig. 1b). A 100 m la ChlaT disminuyó en toda la región y sus mayores valores fueron de 0.2 mg m^{-3} (fig. 1c). Todos los grupos taxonómicos de eucariotas siguieron el patrón de distribución descrito para la ChlaT (figs. 1d–l, 2a–f), al cual contribuyeron de manera significativa las haptofitas y las pelagofitas en la zona oceánica, y estos dos grupos en conjunto con las criptofitas, prasinofitas y diatomeas en la zona costera y a 50 m de profundidad. Las cianobacterias presentaron una mayor concentración en la zona costera de la región central, en la superficie, disminuyeron ligeramente a 50 m, y a 100 m su presencia fue mínima (fig. 2g–i). Por su parte *Prochlorococcus* no presentó un patrón definido de distribución en superficie, aunque a 50 m aumentó su concentración y a 100 m fue uno de los grupos mejor representados (fig. 2j–l).

Figura 1. Distribución de la clorofila total (a-c), diatomeas (d-f), prasinofitas (g-i) y criptofitas (j-l) en superficie, 50 m, y 100 m. Concentración en mg m^{-3} .

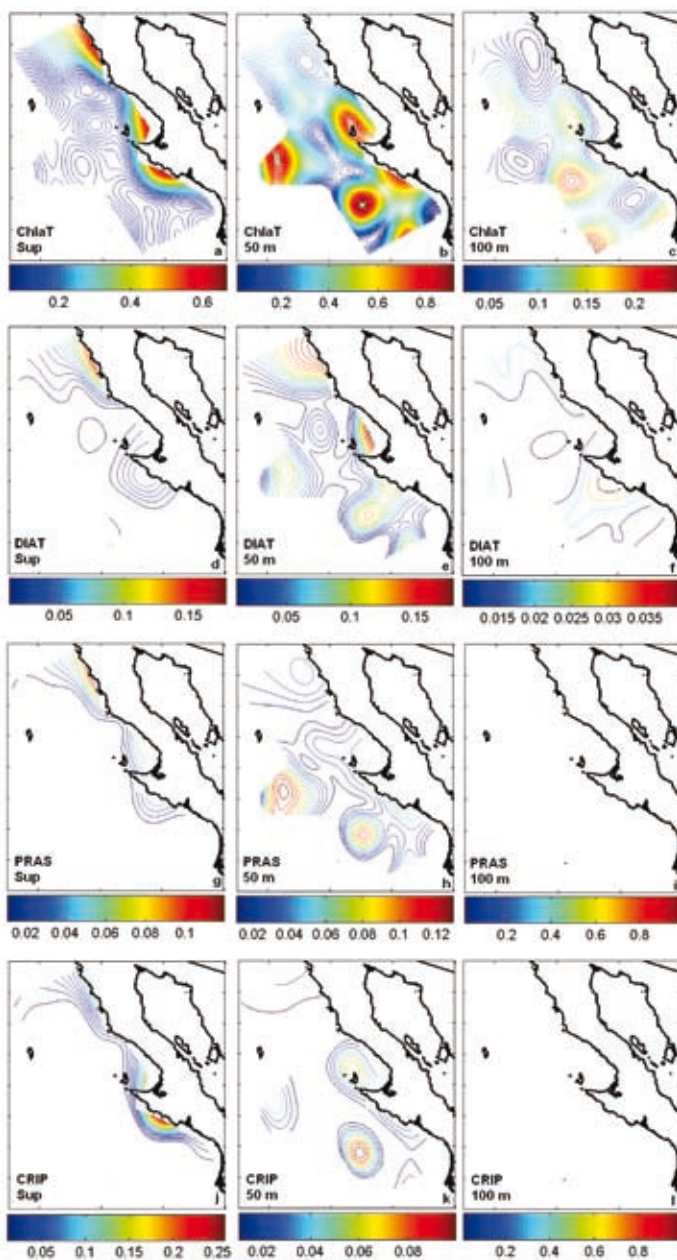
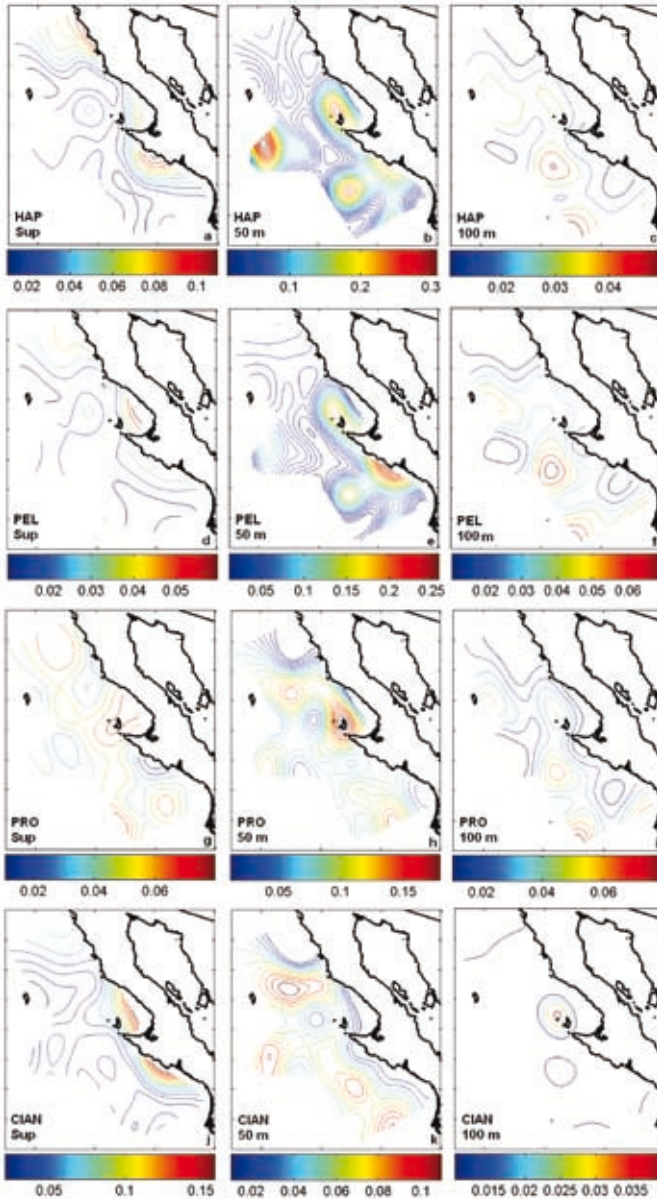


Figura 2. Distribución de la clorofila asociada a haptofitas (a-c), pelagofitas (d-f), *Prochlorococcus* (g-i) y cianobacterias (j-l) en superficie, 50 m, y 100 m. Concentración en mg m^{-3} .



Asociaciones entre grupos y comunidades de fitoplancton

La estructura de la comunidad de fitoplancton se puede inferir a partir de las correlaciones entre los grupos en las muestras como lo sugieren los mapas de las figuras 1 y 2, donde las distribuciones siguen patrones semejantes. Por tanto, deben existir tendencias de asociación entre los grupos. Para conocer este grado de asociación se realizó un análisis de correlación de Pearson (r) entre todos los pares de grupos a todas las profundidades. En la tabla 2 se presentan los resultados de este análisis, los cuales muestran que la mayoría de los valores representan correlaciones positivas significativas ($P < 0.01$). Esto sugiere la existencia de ciertos factores de correlación entre dos o más grupos, por lo que se realizó un análisis factorial que consistió en identificar los factores en común que determinan la estructura de los datos. En todos los casos se obtuvieron dos factores que en conjunto explicaron entre 70 y 80% de la varianza total. En la superficie el factor 1 estuvo asociado a las diatomeas, prasinofitas, haptofitas y *Prochlorococcus*, mientras que el factor 2 se asoció a las cianobacterias (fig. 3a). La estructura parece estar conformada por los eucariotas, y por la correlación negativa entre estos grupos con *Prochlorococcus*. Los gráficos de 10, 20 y 50 m (fig. 3b–d) muestran una clara asociación del factor 1 con los eucariotas y del factor 2 con *Prochlorococcus*. El cambio de las cianobacterias por *Prochlorococcus* en la asociación del factor 2 es la diferencia más evidente entre los 10 y 20 m con la de superficie. A 50 m de profundidad el factor 1 representó a los grupos eucariotas y el factor 2 a los procariotas (fig. 3d). A 100 m los factores no siguieron el mismo patrón que en las capas superiores. Un factor se asoció a *Prochlorococcus*, haptofitas y pelagofitas, y el otro con las diatomeas (fig. 3e). Los resultados mostrados en la figura 3f, que representa el total de datos, son congruentes en asociar a los grupos procariotas y los eucariotas con un factor cada uno. Estos resultados describen la presencia de tres estructuras de acuerdo a la asociación de los grupos a cada factor. La primera se ubica en la capa superficial, donde se observó que *Prochlorococcus* se correlacionó negativamente con los eucariotas; la segunda comprende las profundidades de 10, 20 y 50 m, donde se separan los procariotas de los eucariotas; y la tercera se presenta a 100 m constituida por la asociación entre haptofitas, pelagofitas y *Prochlorococcus*. Los patrones de distribución espacial de grupos de fitoplancton, al igual que las correlaciones entre grupos y el análisis factorial, son evidencia de la presencia de al menos tres comunidades presentes durante octubre de 2003 frente a la costa occidental de Baja California. Las criptofitas y las prasinofitas no contribuyeron de manera

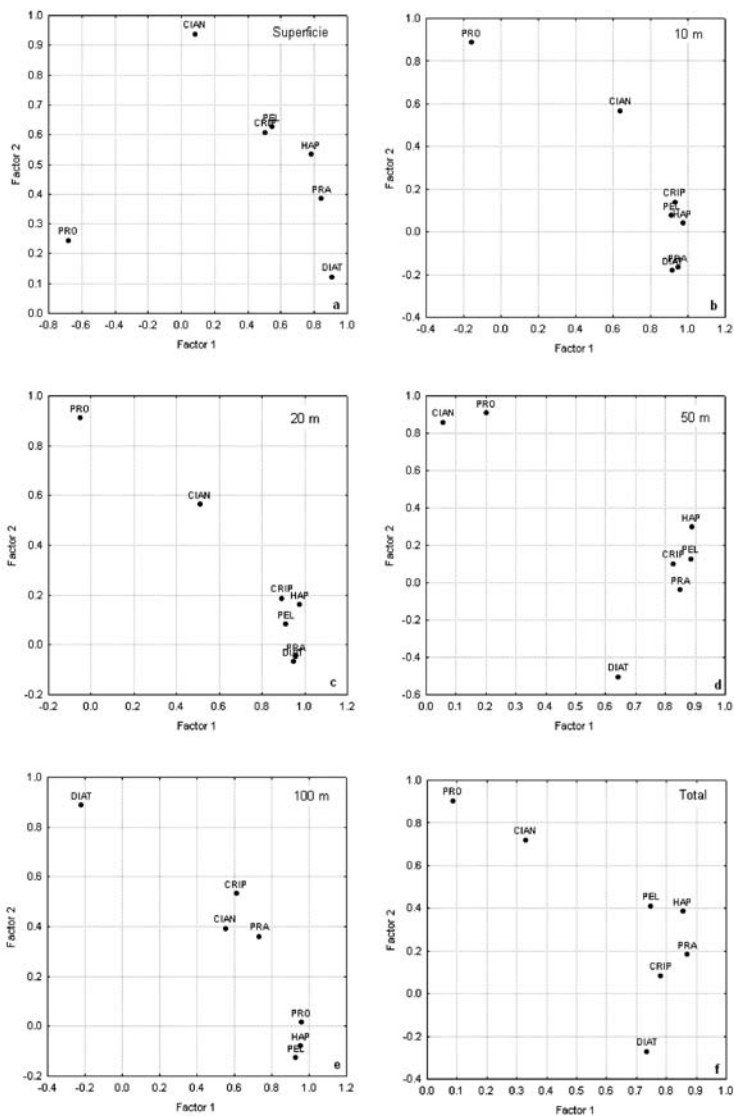
Tabla 2. Coeficientes de correlación de Pearson para todos los pares de grupos taxonómicos considerando los niveles de profundidad y todo el conjunto de datos. Los datos en negritas y en itálicas son significativos con $r > 0.8$ y $P < 0.01$, respectivamente.

Pares de grupos	Sup	10 m	20 m	50 m	100 m	Todo
PRO-PRAS	-0.32	-0.22	-0.06	0.12	0.66	0.22
PRO-CRIP	-0.34	-0.07	0.11	0.23	0.56	0.05
PRO-HAP	-0.36	-0.12	0.11	0.39	0.89	0.41
PRO-PEL	-0.15	-0.05	0.08	0.33	0.86	0.45
PRO-CIAN	-0.02	0.19	0.23	0.71	0.58	0.54
PRO-DIAT	-0.35	-0.18	-0.03	-0.26	-0.18	-0.02
PRAS-CRIP	0.64	0.87	0.82	0.55	0.47	0.60
PRAS-HAP	0.81	0.90	0.92	0.69	0.64	0.76
PRAS-PEL	0.66	0.79	0.83	0.60	0.71	0.67
PRAS-CIAN	0.39	0.43	0.42	0.16	0.32	0.45
PRAS-DIAT	0.87	0.95	0.91	0.66	0.24	0.55
CRIP-HAP	0.67	0.87	0.89	0.75	0.51	0.67
CRIP-PEL	0.37	0.77	0.74	0.76	0.43	0.52
CRIP-CIAN	0.65	0.72	0.55	0.02	0.55	0.42
CRIP-DIAT	0.44	0.79	0.80	0.30	0.19	0.35
HAP-PEL	0.80	0.91	0.91	0.83	0.91	0.88
HAP-CIAN	0.52	0.64	0.57	0.28	0.45	0.46
HAP-DIAT	0.76	0.86	0.90	0.34	-0.22	0.45
PEL-CIAN	0.58	0.58	0.43	0.01	0.28	0.31
PEL-DIAT	0.61	0.83	0.86	0.39	-0.21	0.34
CIAN-DIAT	0.12	0.35	0.35	-0.02	0.05	0.11

PRO = *Prochlorococcus*, PRA = Prasinofitas, CRIP = Criptofitas, HAP = Haptofitas, PEL = Peleagofitas, CIAN = Cianobacterias, DIAT = Diatomeas.

importante más allá de la zona costera donde se detectaron algunos puntos donde constituyeron una fracción alta de la ChlaT, pero en general su contribución en los primeros 20 m fue baja y en promedio constituyeron 4% y 6% respectivamente en toda la capa superficial. Estos dos grupos, además de las diatomeas, presentaron correlaciones altas entre sí y cada uno por separado con las haptofitas (tabla 2). Sin embargo, los valores altos de estas correlaciones representan sus contribuciones en la costa y no reflejan su ausencia en la capa superficial oceánica. En consecuencia,

Figura 3. Gráficos de los factores resultantes del análisis de reducción factorial para los datos de contribución absoluta de los grupos de fitoplancton a la CT en superficie (a), 10 m (b), 20 m (c), 50 m (d), 100 m (e), y para todos los datos (f). Se utilizó el método de componentes principales para la extracción de factores. Los datos se presentan rotados por el método Varimax.



parece haber una separación entre la estructura de la superficie con la de 10 y 20 m, y al mismo tiempo una mayor similitud entre éstas y la de 50 m. De esta forma, quedarían diferenciadas cuatro comunidades: (a) la oceánica superficial, (b) la costera, (c) la ubicada a 50 m de profundidad (por debajo de la capa de mezcla), y (d) la comunidad a 100 m de profundidad.

DISCUSIÓN

La contribución de los grupos de fitoplancton a la ChlaT mostró el dominio del picoplancton (70%) en la estructura taxonómica de las comunidades. Los análisis de distribución de los grupos y sus correlaciones indicaron que *Prochlorococcus*, cianobacterias, haptofitas y pelagofitas conformaron una organización primaria en la región oceánica, mientras que las comunidades restantes son producto de estos cuatro grupos más criptofitas, prasinofitas y diatomeas. La estructura básica fue semejante en su composición a la del centro del Pacífico Norte (CPN), para la cual Letelier *et al.* (1993) reportaron las siguientes contribuciones: *Prochlorococcus* 39%, cianobacterias 24%, primnesiofitas 22% y 13% crisófitas (pelagofitas). La principal diferencia de este trabajo con el de Letelier *et al.* (1993) fue la mayor contribución de los procariotas en el CPN. Millán-Núñez *et al.* (2004) reportaron los siguientes porcentajes de contribución por grupo para muestras obtenidas a 10 m de profundidad durante enero y febrero de 2000 en la misma zona: cianobacterias 17%, picoeucariotas 45%, *Prochlorococcus* 3%, nanofitoplancton 31% y microfitoplancton 3%. La contribución de los procariotas según estos últimos autores fue del 20% mientras que a la misma profundidad este trabajo muestra una contribución de 50% (cianobacterias + *Prochlorococcus*). Dado que la abundancia de *Prochlorococcus* tiende a disminuir hacia latitudes templadas, la diferencia entre la contribución de este taxón reportada por Millán-Núñez *et al.* (2004) y la del presente estudio puede ser efecto de la temperatura ya que octubre es una época cálida mientras que enero y febrero son meses representativos del invierno en la zona.

Las comunidades reportadas en este trabajo pueden representar estructuras de transición entre las comunidades netamente costeras y las más oligotróficas reportadas en el CPN. Venrick (2002) reportó la existencia de dos grupos de fitoplancton en el Sur de California: el primero, muy variable estacionalmente, estuvo constituido exclusivamente por diatomeas; mientras que el segundo, compuesto por cocolitofóridos y algunos dinoflagelados, presentó una variación estacional mínima y una tendencia a aumentar su abundancia hacia aguas

oceánicas. Hernández-Becerril *et al.* (2007) también identificaron dos patrones florísticos en dos épocas de estudio en 1998: durante marzo y abril, que es la época de surgencias, se presentó el fenómeno El Niño y la comunidad de fitoplancton tuvo un carácter oligotrófico, con baja riqueza de especies y dominada por cocolitofóridos y algunas diatomeas nanoplanctónicas; mientras que en diciembre la comunidad fue más diversa en especies y estuvo dominada por diatomeas formadoras de cadenas. Aunque estos trabajos se basaron en patrones florísticos del microplancton, la conclusión puede ser válida para los resultados encontrados en esta investigación y los patrones florísticos podrían asociarse a las comunidades oceánicas y costeras respectivamente. La composición de las comunidades costeras se ha asociado con la dominancia de diatomeas y dinoflagelados; sin embargo, fuera de la época de surgencias las haptofitas son el grupo eucariota más importante. Los resultados de este trabajo muestran diferencias entre estaciones superficiales oceánicas y las de 50 m y 100 m, y también resaltan la similitud entre estas últimas con las costeras. Se ha señalado que la principal diferencia es la concentración de la Chl *b*, que debe ser atribuida a *Prochlorococcus* dada la ausencia de otras clorofitas a esta profundidad. El ecotipo de *Prochlorococcus*, adaptado a baja luz (presencia de Chl *b*), es común en el Pacífico Nororiental Tropical y en el Mar Árabe (Goericke *et al.* 2000, Almazán-Becerril y García-Mendoza 2008) donde puede llegar a constituir más de 90% de la Chl *a* en los denominados máximos subsuperficiales de *Prochlorococcus* (Goericke *et al.* 2000).

Otra diferencia entre la comunidad superficial y la de 100 m es la ausencia de cianobacterias en este último nivel. Las pelagofitas fueron el otro componente importante de la comunidad a 100 m aunque no hay reportes sobre la importancia de este grupo a esta profundidad en regiones templadas. La contribución de *Prochlorococcus* y otras cianobacterias ha sido pobremente registrada en la zona (Millán-Núñez *et al.* 2004) y no hay datos sobre su contribución y variabilidad estacional. La falta de correlación o las correlaciones negativas bajas o no significativas entre *Prochlorococcus* y los eucariotas en superficie sugiere que son factores ambientales diferentes los que determinan la abundancia de ambos grupos en la capa superficial (valores negativos de *r*), ya que a 50 m y 100 m la correlación entre *Prochlorococcus* y los eucariotas es positiva. Esta diferencia puede estar asociada a las diferencias ecotípicas de *Prochlorococcus*. Respecto a las cianobacterias, éstas no tienen correlaciones positivas o negativas importantes con ningún grupo. Las principales características de este taxón es que está presente

en toda la zona y su contribución disminuye en los niveles más profundos. Un porcentaje importante de cianobacterias debe corresponder a *Synechococcus*, que es un taxón genética y ecológicamente muy diverso (Toledo *et al.* 1999), y es posible que tal diversidad se refleje en las bajas correlaciones con los otros grupos de fitoplancton.

Las cuatro comunidades descritas con base en la información de las concentraciones de pigmentos, la distribución geográfica de cada grupo y las asociaciones entre ellos, muestran que durante octubre de 2003 la estructura de la comunidad de fitoplancton fue muy variable y que, aunque a nivel general el sistema tuvo características oligotróficas, la dominancia de comunidades distintas en diferentes regiones de la zona ofrece un escenario más dinámico y diverso.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al programa IMECOCAL las facilidades otorgadas para la realización de este trabajo; y a la tripulación del B/O "Francisco de Ulloa" su apoyo y colaboración. DR agradece a la National Science Foundation (NSF, award 0424602) por el financiamiento durante la preparación de este manuscrito.

REFERENCIAS

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell BG. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816
- Almazán-Becerril A, García-Mendoza E. 2008. Photosystem II maximum efficiency of charge separation of the phytoplankton community in the Eastern Tropical North Pacific (ENTP) off Mexico: A nutrient stress diagnostic tool? *Cienc. Mar.* 34: 29–43.
- Barocio-León OA, Millán-Núñez R, Santamaría-del-Ángel E, González-Silvera A. 2007. Productividad primaria del fitoplancton en la zona eufótica del Sistema de la Corriente de California estimada mediante imágenes del CZCS. *Cienc. Mar.* 33: 59–72.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109: 1–20.
- Estrada M, Blasco D. 1979. Two phases of the phytoplankton community in the Baja California upwelling. *Limnol. Oceanogr.* 24: 1065–1080

- Goericke R, Olson RJ, Shalapyonok A. 2000. A novel niche for *Prochlorococcus* sp. in low-light suboxic environments in the Arabian Sea and the Eastern Tropical North Pacific. *Deep-Sea Res. I* 47: 1183–1205.
- Hernández-Becerril DU, Bravo-Sierra E, Ake-Castillo JA. 2007. Phytoplankton on the western coasts of Baja California in two different seasons in 1998. *Scient. Mar.* 71: 735–743.
- Kahru M, Mitchell BG. 2000. Influence of the 1997-98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27: 2937–2940.
- Letelier RM, Bidigare RR, Henbel DV, Ondrusek M, Winn CD, Karl DM. 1993. Temporal variability of phytoplankton community based on pigment analysis. *Limnol. Oceanogr.* 38: 1420–1437.
- Mackey DM, Mackey DJ, Higgins HW, Wright SW. 1996. CHEMTAX –a program for estimating class abundances from chemical markers: application to HPLC measurements of phytoplankton. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 144: 265–283.
- Millán-Núñez E, Sieracki E, Millán-Núñez R, Lara-Lara R, Gaxiola-Castro G, Trees CC. 2004. Specific absorption coefficient and phytoplankton biomass in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 51: 817–826.
- Toledo G, Palenik B, Brahmsha B. 1999. Swimming marine *Synechococcus* strains with widely different photosynthetic pigment ratios from a monophyletic group. *Appl. Environ. Microbiol.* 65: 5247–5251.
- Van Heukelem L, Thomas CS. 2001. Computer-assisted high-performance liquid chromatography method development with applications to the isolation and analysis of phytoplankton pigments. *J. Chromatogr.* 910: 31–49.
- Venrick LE. 2002. Floral patterns in the California Current System off southern California: 1990-1996. *J. Mar. Res.* 60: 171–189.

Fitoplancton silíceo en Cuenca San Lázaro durante las condiciones La Niña 1996 y El Niño 1997-1998

A Martínez-López^{1,a}, N Silverberg^{1,b}, G Gaxiola-Castro^{2,c},
G Verdugo-Díaz^{1,d}, S Nájera-Martínez^{2,e}

RESUMEN

Se investigaron la productividad primaria, la comunidad fitoplanctónica en la zona eufótica, y los flujos del fitoplancton silíceo en Cuenca San Lázaro entre agosto y noviembre de 1996 (La Niña) y diciembre de 1997 y junio de 1998 (El Niño) para describir la variabilidad interanual en las asociaciones en sedimentación. Los flujos de diatomeas durante El Niño promediaron 75% menos (5×10^3 valvas $m^{-2} d^{-1}$) que durante La Niña (17×10^3 valvas $m^{-2} d^{-1}$), excepto a principios de invierno de 1997. A pesar de esta variabilidad la productividad primaria no cambió durante El Niño 1997-1998 (769 y 850 mg C $m^{-2} d^{-1}$ en diciembre y abril respectivamente). Aparentemente los cambios en el fitoplancton amortiguaron el impacto de El Niño, en tanto que limitaron la exportación de diatomeas desde la zona eufótica. Aunque la señal de la zona eufótica registrada en la trampa de sedimentos fue imprecisa, el cambio de una asociación de *Coscinodiscus-Thalassiosira* a una dominada por *Thalassionema* y *Thalassiothrix* revela el cambio de una columna de agua

¹ Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Apartado Postal 592. La Paz, BCS 23000. ^aamartin@ipn.mx, ^bsilverb@ipn.mx, ^dgverdugo@ipn.mx.

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

mezclada en 1996 a una estratificada en 1998. La inusual presencia simultánea de agua de la Corriente de California y Agua Subtropical bajo la influencia de El Niño fue sugerida por las especies templadas y subtropicales.

Palabras clave: flujos silíceos, El Niño, diatomeas, silicoflagelados, Cuenca San Lázaro, La Niña.

ABSTRACT

In order to describe the interannual variability in settling assemblages, primary productivity and phytoplankton community as well as vertical fluxes of siliceous phytoplankton were investigated in the euphotic zone at San Lazaro Basin from August to November 1996 (La Niña) and from December 1997 to June 1998 (El Niño). Diatom flux during El Niño averaged 75% less (5×10^3 valves $m^{-2} d^{-1}$) than during La Niña (17×10^3 valves $m^{-2} d^{-1}$), except for early winter 1997. In spite of these changes primary productivity did not change over El Niño 1997-1998 (769 and 850 mg C $m^{-2} d^{-1}$ for December and April respectively). Apparently, changes in the phytoplankton community may have buffered the impact of El Niño while they limited the export of diatoms from the euphotic zone. Even though the diatom bloom signal in the water column recorded by a sediment trap was not sharp, a change from a *Coscinodiscus-Thalassiosira* assemblage to one dominated by *Thalassionema* and *Thalassiothrix* indicates a shift from a mixed-water column conditions in 1996 to stratified conditions in 1998. The unusual simultaneous presence of California Current water and Subtropical Water in the study area under El Niño conditions was suggested by the presence of temperate and subtropical species.

Keywords: siliceous fluxes, El Niño, diatoms, silicoflagellates, San Lazaro Basin, La Niña.

INTRODUCCIÓN

Durante la última década se ha incrementado el interés por entender los factores que controlan temporalmente la producción de la columna de agua y la variabilidad en el flujo vertical de las partículas en sedimentación, entre otros motivos por la relación que tiene esta línea de investigación con los estudios climáticos y paleocea-

nográficos. En este sentido, el fitoplancton silíceo (diatomeas y silicoflagelados) es utilizado para relacionar el flujo vertical de partículas con la producción en la zona eufótica dado que algunos de sus componentes llegan al océano profundo y finalmente se depositan en el registro sedimentario.

El flujo vertical del fitoplancton silíceo ha sido estudiado en diversas partes del mundo. En la región central del Sistema de la Corriente de California (SCC) se han encontrado variaciones en los flujos de estos organismos a escala estacional e interanual (Lange *et al.* 2000, Venrick *et al.* 2003). Su variabilidad interanual ha sido atribuida principalmente al evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), bajo cuyas condiciones se ha observado un decremento en el flujo total de diatomeas en el registro sedimentario (Martínez-López 2004). Para la región sur del SCC no existe información a este respecto. Estudios previos sobre el fitoplancton en la columna de agua han mostrado gran variabilidad estacional e interanual, con máximas abundancias de organismos silíceos asociadas a surgencias costeras primaverales en las que éstos se encuentran representados por varios taxones de diatomeas como *Thalassiosira*, *Pseudo-nitzschia* y especies pequeñas de *Chaetoceros* (Martínez-López y Verdugo-Díaz 2000), en tanto que durante el período cuando no ocurren surgencias se ha observado la dominancia de grupos no silíceos como los nanoflagelados. Las modificaciones en el patrón estacional del fitoplancton han sido relacionadas con los eventos ENOS (Martínez-López y Verdugo-Díaz 2000) y han implicado una disminución de tres órdenes de magnitud en las abundancias y cambios en la composición de la comunidad del fitoplancton en la columna de agua (Martínez-López 1993a, Martínez-López y Verdugo-Díaz 2000), representando la mayor fuente de variabilidad interanual en la región como lo han mencionado otros autores (Lluch-Cota *et al.* 2001).

El presente estudio es el primero en relacionar cambios en los primeros 100 m de la columna de agua con el flujo vertical de fitoplancton silíceo. El enfoque principal fue investigar la variabilidad del fitoplancton silíceo durante dos fases contrastantes de variabilidad interanual (El Niño y La Niña) en la región sur del SCC, para documentar su producción en la zona eufótica y su sedimentación fuera de la misma.

MATERIALES Y MÉTODOS

El fitoplancton silíceo en hundimiento fue recolectado con una trampa de sedimentos (Technicap Model PP3) anclada a 300 m de profundidad en la Cuenca

San Lázaro (fig. 1; 25°11.8'N/112°39.9'W) entre el 22 de agosto y el 26 de noviembre de 1996 y entre el 19 de diciembre de 1997 y el 17 de junio de 1998. Además se obtuvieron perfiles de CTD y se realizaron hidrocalas en la zona durante diciembre de 1997, abril de 1998, julio de 1998 y marzo de 1999 (sólo CTD) para recolectar agua para el análisis de clorofila-*a*, comunidad fitoplanctónica y experimentos de productividad primaria "in situ". Tras recobrar la trampa, las muestras se trataron conforme a lo descrito por Silverberg *et al.* (2004). La cuantificación e identificación del fitoplancton silíceo fue realizada en cámaras de sedimentación de 10 ml para estimar flujos diarios por especie. Los experimentos de productividad primaria se realizaron por el método de asimilación de ¹⁴C a cinco profundidades de penetración de luz (100, 55, 33, 3, y 1% E₀). La asimilación de carbono se calculó siguiendo las recomendaciones de Parsons *et al.* (1984). La concentración de clorofila-*a* y la abundancia de fitoplancton en muestras obtenidas a las mismas profundidades se cuantificaron de acuerdo con Jeffrey y Humphrey (1975) y Hasle (1978), respectivamente. Cabe mencionar que por el método utilizado se subestimó la abundancia de cocolitofóridos y no fue posible cuantificar el picoplancton. Se usaron datos de

Figura 1. Localización de Cuenca San Lázaro (recuadro) y posición de la trampa de sedimentos (★).

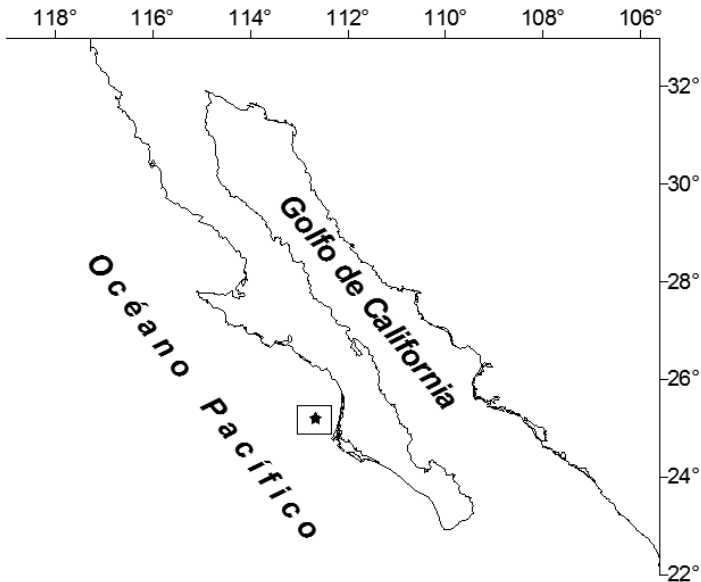


Figura 2. (a) Distribución vertical de la temperatura y salinidad en Cuenca San Lázaro en julio de 1996, septiembre de 1997, abril de 1998 y marzo de 1999. (b) Diagrama T-S con los tipos de agua identificados: Agua Tropical Superficial (TSW), Agua Subtropical Superficial (StSW), Agua Subártica (SAW), Agua Transicional (TrW), Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESsW), Agua Intermedia del Pacífico Norte (NPIW) y Agua Profunda del Pacífico (PDW). Los tipos de agua se definieron de acuerdo con Durazo y Baumgartner (2002).

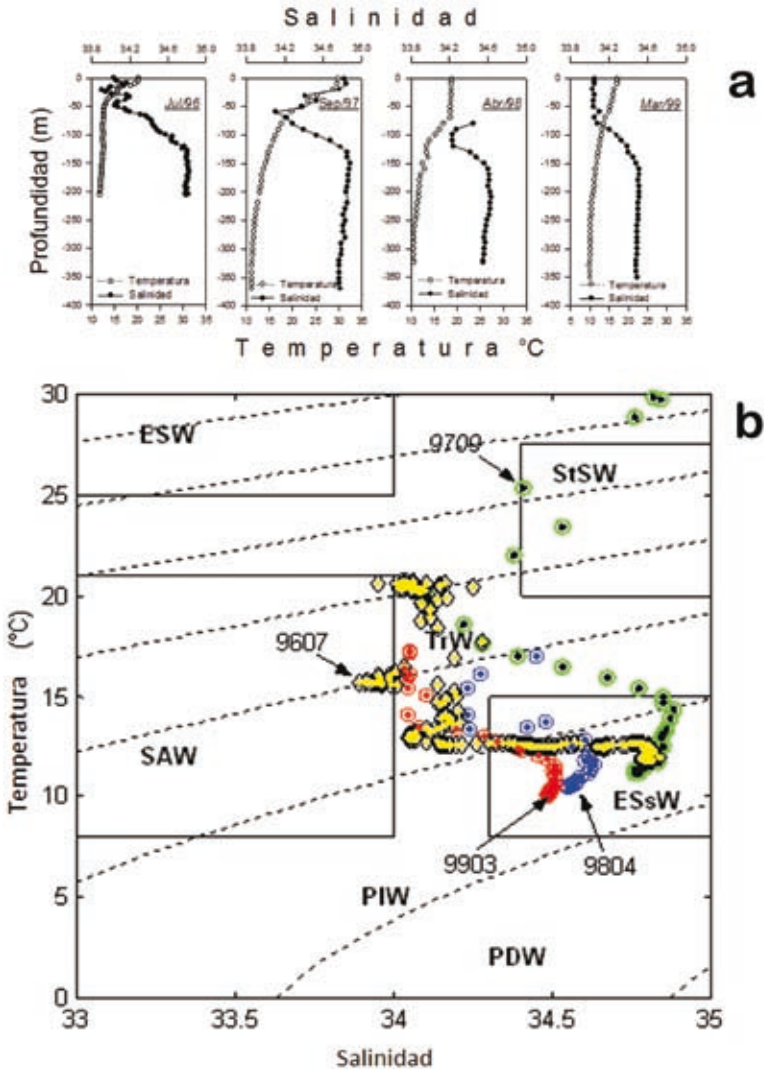
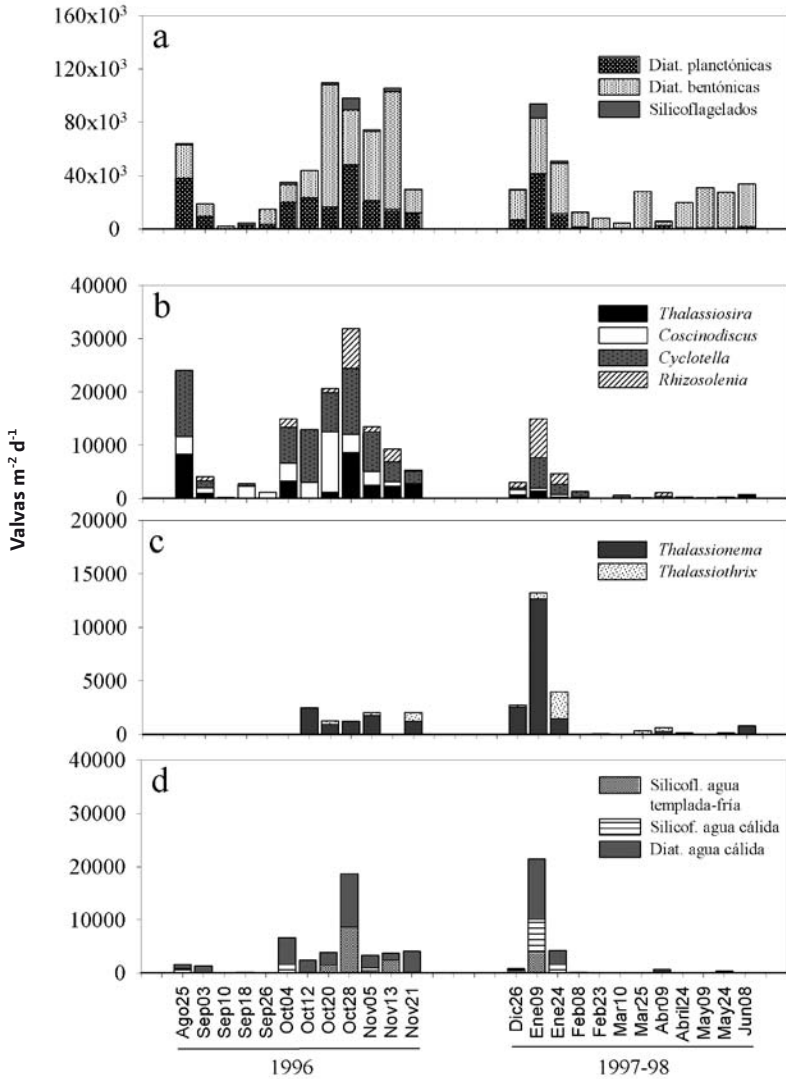


Figura 3. Serie de tiempo de los componentes silíceos que integran el flujo total en la trampa de sedimentos de Cuenca San Lázaro del 22 de agosto al 26 de noviembre de 1996 y del 19 de diciembre de 1997 al 17 de junio de 1998. (a) Flujos de los grupos silíceos, (b) Flujos de diatomeas, (c) Flujos de silicoflagelados de afinidad cálida y (d) Flujo de silicoflagelados de afinidad templada-fría.

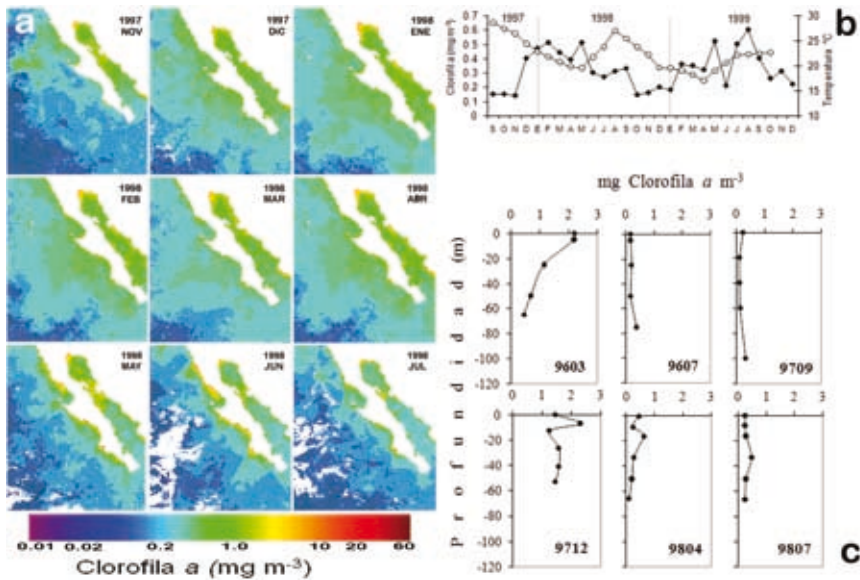


la concentración de clorofila de la columna de agua del mismo sitio generados con la misma técnica durante 1996 para comparar con los resultados de este estudio. Asimismo, para el periodo comprendido entre septiembre de 1997 y diciembre de 1999 se obtuvieron composiciones mensuales de imágenes del color del océano (clorofila-*a*) del sensor SeaWiFS (NASA-DAC) con una resolución de 9 km × 9 km. Se utilizó una matriz para relacionar las abundancias del fitoplancton silíceo de la trampa de sedimentos con los de la columna de agua después de transformar los datos mediante $\text{Log}(x+1)$.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los diversos orígenes del agua, así como la estructura de la columna de agua, (fig. 2) se manifestaron en la composición de especies en ambos periodos estudiados. El periodo de 1996 incluye la estación de verano-otoño que se caracterizó por ser oligotrófica, estratificada y presentar una reducida actividad de surgencias (Bakun y Nelson 1977). Sin embargo, en el SCC se presentaron condiciones relacionadas con La Niña (temperatura superficial del mar inusualmente baja y vientos que favorecen surgencias intensas) desde finales de 1995 hasta 1996 (Schwing *et al.* 1997), que en julio fueron coherentes con una termoclina somera (fig. 2a) y la presencia superficial de Agua Transicional (TrW) (fig. 2b) con un carácter intermedio entre Agua Subártica (SAW) y Agua Subtropical Subsuperficial (StSW) al oeste (Roden 1971). Asimismo, en ese mes se presentó SAW por debajo de los 20 m (fig. 2), una condición que ya ha sido reportada para la misma temporada en la zona de estudio (Martínez-López 1993b). Aunque no se contó con información sobre el fitoplancton de la columna de agua durante 1996, algunas diatomeas y silicoflagelados atrapados en la trampa de sedimento (fig. 3) evidencian la presencia de los tipos de agua antes mencionados en la zona de estudio. Así, *Coscinodiscus wailesii* y *C. centralis* y *Dictyocha epiodon* indicaron la presencia de SAW, en tanto que diatomeas grandes de pared delgada como *Thalassiosira eccentrica* y *Rhizosolenia* spp., y diatomeas pequeña del género *Cyclotella*, así como el silicoflagelado *Dictyocha messanensis* forma *messanensis*, sugieren la presencia de agua superficial con menor contenido de nutrientes, típica de la temporada verano-otoño. Comparativamente, durante 1996 los flujos de diatomeas estimados en este estudio (fig. 3a) fueron en promedio dos órdenes de magnitud menores en Cuenca San Lázaro (10^4 organismos $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$) que los flujos silíceos estimados en la región central del SCC, en Cuenca Santa Bárbara (10^6 organismos $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$; Lange

Figura 4. (a) Composiciones mensuales de imágenes de clorofila-*a* desde noviembre de 1997 a julio de 1998. (b) Promedios mensuales de clorofila-*a* (—◆—) y temperatura (—○—) estimados a partir de imágenes de clorofila (SeaWiFS) y temperatura superficial (AVHRR). (c) Distribución vertical de clorofila-*a* en la zona eufótica entre 1996 y 1998. Todos los datos mostrados corresponden geográficamente al sitio de la trampa



et al. 2000). Durante el invierno de 1997–1998 se observaron flujos dos veces mayores en San Lázaro (43×10^3 organismos $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$) que en Santa Bárbara (18×10^3 organismos $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$), lo cual parece estar vinculado con lo encontrado en la columna de agua en la zona de estudio y se discute a continuación.

Bajo la influencia de El Niño 1997-1998 (septiembre de 1997), la presencia de la oligotrófica StSW en Cuenca San Lázaro (fig. 2) y el considerable incremento de clorofila-*a* (máximo 2.4 mg m^{-3}) a principios de invierno de 1997-1998 (fig. 4a, c), fueron coherentes con lo observado frente a la zona norte y central de Baja California (Durazo y Baumgartner 2002). El incremento de clorofila-*a* fue notable, ya que éste no ocurrió en la misma magnitud frente a la costa sur de California (Kahru y Mitchell 2000) y se presentó no obstante que la temperatura superficial del agua fue mayor que la observada en ese mismo periodo en 1999 (fig. 4b). Asimismo fue notable su disminución en primavera en toda la zona eufótica en comparación con 1996 (fig. 4c), disminución que fue consistente con una

termoclina profunda a aproximadamente 75 m de profundidad (fig. 2a) y la permanencia de StSW en el área de estudio. En general todos estos rasgos implican una gama de respuestas locales y regionales durante eventos El Niño.

La proliferación en la columna de agua de diatomeas como *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiothrix longissima* y el silicoflagelado *Distephanus speculum* (fig. 3c-d) a principios de invierno de 1997-1998 sugieren condiciones estratificadas, así como una producción subsuperficial de las mismas, ya que son especies propias de agua fría y enriquecida en nutrientes (Takahashi y Blackwelder 1992, Treppke *et al.* 1996). Esta situación es contraria a lo esperado en un evento El Niño y permite suponer una situación similar a la ocurrida durante 1996, cuando se observó la presencia simultánea de SAW y StSW en la zona de Cuenca San Lázaro. La presencia de especies de diatomeas de agua cálida como *Hemidiscus cuneiformis*, *Azpeitia nodulifera*, *Azpeitia neocrenulata*, *Asterolampra marylandica*, *Azpeitia africana* y *Planktoniella sol*, entre otras (fig. 3d), además de la disminución acentuada durante finales de invierno y primavera de 1998 de la abundancia ($<10^3$ cél L^{-1}) (fig. 5c), el flujo total ($<10,000$ valvas $m^{-2} d^{-1}$) de diatomeas planctónicas y la persistencia de diatomeas bentónicas (fig. 2a) cuya composición sugiere su transporte desde el sistema lagunar Bahía Magdalena (Martínez-López *et al.* 2004), todo ello fue consistente con la persistencia de condiciones cálidas y oligotróficas frente a las costas de Baja California al menos hasta julio de 1998 (Durazo y Baumgartner, 2002). En este sentido, los efectos biológicos de El Niño 1997-1998 relativos a la disminución en la abundancia y a cambios en la composición de especies fueron similares al evento de 1982-83 (Martínez-López 1993a, Zuria-Jordan *et al.* 1995).

A pesar de las diferencias señaladas con anterioridad entre diciembre de 1997 y abril de 1998, la producción primaria integrada diaria (PP) en la zona eufótica fue similar en ambos meses (769 mg C $m^{-2} d^{-1}$ y 850 mg C $m^{-2} d^{-1}$, respectivamente) y aproximadamente el doble de lo observado en julio de 1998 (432 mg C $m^{-2} d^{-1}$). El valor de PP para diciembre es mayor que el reportado con anterioridad para el NW de Baja California, en tanto que en julio es notablemente menor que lo reportado incluyendo la región central y norte del Golfo de California (tabla 1). No obstante la similitud en los valores de PP entre diciembre de 1997 y abril de 1998, la tasa específica de asimilación del carbono por el fitoplancton (P^* , mgC mgChla $^{-1}$ h $^{-1}$) fue cerca de siete veces mayor en abril (6.14) que en diciembre (0.81), lo que indica una mayor eficiencia en la incorporación del carbono (Sakshaug *et al.* 1997) por el fitoplancton dominante [nanoflagelados, cocolitofóridos (fig. 5b, d) y muy proba-

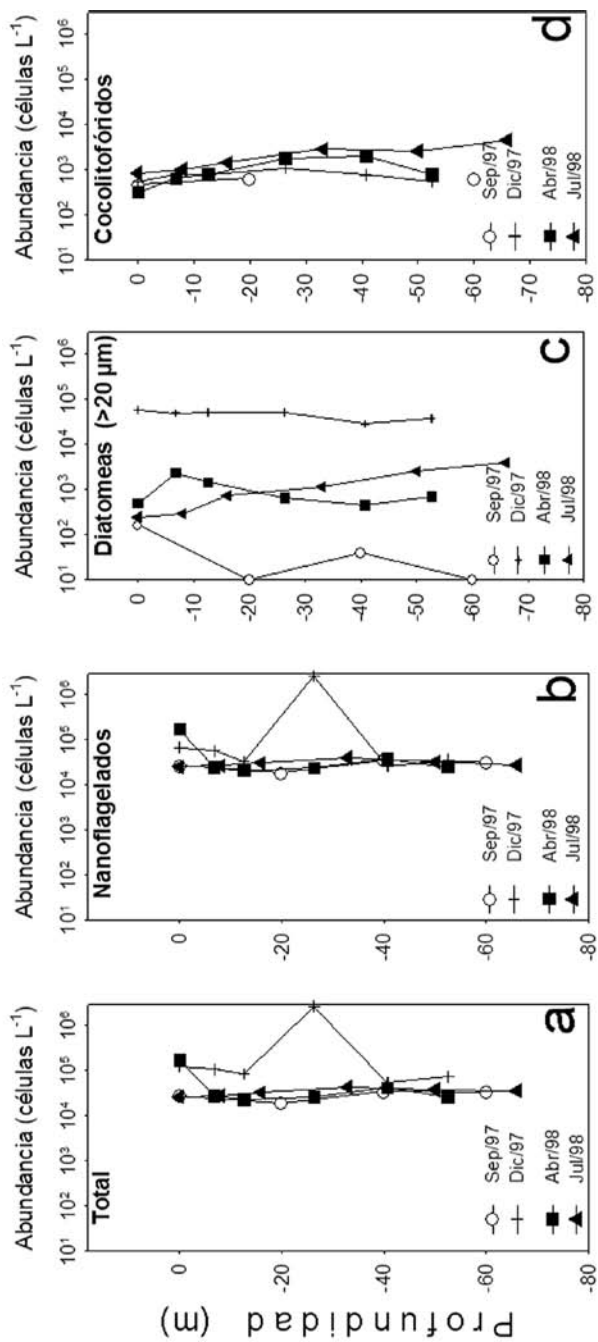
Tabla 1 Valores de productividad primaria ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) reportados para la región noroeste del Pacífico Mexicano. Los tres renglones inferiores muestran los valores obtenidos en este estudio. GC = Golfo de California

Periodo	Localidad	P. Primaria ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Referencia
Diciembre de 1981	Norte del GC	750-1860	Gaxiola-Castro y Álvarez-Borrego (1986)
Junio de 1982	Centro y Norte del GC	1350-4370	Gaxiola-Castro y Álvarez-Borrego (1986)
Marzo-Abril de 1984	Sur del GC	1210	Lara-Lara y Valdez-Holguín (1988)
Marzo-Abril de 1984	Centro del GC	2830	Lara-Lara y Valdez-Holguín (1988)
Abril de 1985	Región central del GC	87-828.3	Lara-Lara et al. (1993)
Mayo de 1992	GC	470-1890	Valdez- Holguín et al., (1995)
Enero de 1981	Pacífico Mexicano	80-540	Gaxiola-Castro y Álvarez-Borrego (1986)
Julio de 1981	Noroeste de Baja California	1000-4000	Gaxiola-Castro y Álvarez-Borrego (1984)
Diciembre de 1997	Cuenca San Lázaro	769	Este estudio
Abril de 1998	Cuenca San Lázaro	850	Este estudio
Julio de 1998	Cuenca San Lázaro	432	Este estudio

blemente picoplancton] durante abril de 1998. La dominancia de estos grupos, bajo concentraciones bajas de nutrientes (promedio 0-150 m $\text{NO}_3 = 0.72 \mu\text{M}$, datos no mostrados), sugiere una fuerte producción regenerada en San Lázaro, que puede llegar a ser hasta de 47–52% en la región (Whitledge y Conway 1977).

Al comparar las abundancias del fitoplancton en la columna de agua y el material de la trampa se encontró una gran disimilitud (~ 0.95), probablemente como resultado de la ausencia de especies con paredes delicadas pertenecientes a los géneros *Chaetoceros*, *Guinardia*, *Leptocylindrus* y *Pseudo-nitzschia* en el material recolectado por la trampa de sedimentos. Esto podría explicarse en parte por un efecto de diso-

Figura 5. Distribución vertical de la abundancia del fitoplancton (células l⁻¹) en la zona eufótica (hasta 1% E₀) en Cuenca San Lázaro durante 1997–1998. (a) Fitoplancton total, (b) nanoflagelados, (c) diatomeas, y (d) cocolitofóridos.



lución, el cual es mayor en este tipo de especies, y por otra parte por el consumo por herbívoros gelatinosos cuya abundancia fue alta en el área durante invierno de 1998 (Lavaniegos *et al.* 2002), lo que contribuyó a la gran reducción de sus flujos durante finales de invierno y en primavera. No obstante, las especies con mayor contenido de sílice que fueron recolectadas por la trampa resultan confiables para discernir los principales cambios oceanográficos en el período de estudio.

En general, los resultados aquí mostrados indican que las condiciones oceanográficas locales en la región sur del SCC atenuaron el impacto negativo de El Niño 1997-1998 y regularon la exportación hacia el fondo oceánico de partículas silíceas originadas en la zona eufótica. La información generada en este estudio documenta la gran variabilidad estacional e interanual de la región sur del SCC y evidencia condiciones poco comunes mediante información biológica de alta resolución obtenida con una trampa de sedimentos. Sin embargo, para mejorar la comprensión de la dinámica del fitoplancton en esta zona es necesario generar series de datos más largas acompañadas de análisis detallados de las variables ambientales así como de los componentes fitoplanctónicos subestimados o no cuantificados.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo del Instituto Politécnico Nacional (DEPI 966592 y DEPI 968014) y el Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología de México (CONACYT-3920P-T960). Los autores AML, NS y GVD han sido apoyados por los estímulos EDI y COFAA del Instituto Politécnico Nacional. Agradecemos a Diana Escobedo Urías por su asistencia en el trabajo de campo y a la Dra. Bertha Lavaniegos Espejo por sus sugerencias al primer borrador. Las imágenes de SeaWIFS fueron proporcionadas por la NASA-EUA.

REFERENCIAS

- Bakun A, Nelson CS. 1977. Climatology of upwelling related processes off Baja California. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 19: 107-127.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. Progr. Oceanogr. 54: 33-58.
- Hasle GR. 1978. Using the inverted microscope. En: Sournia A (eds), Phytoplankton Manual. UNESCO, Paris. Pp. 91-196.

- Jeffrey SW, Humphrey GF. 1975. New spectrophotometric equation for determining chlorophyll a, b, c1 y c2 in algal phytoplankton and higher plants. *Bioch. and Phys. Pflanz* 167: 191–194.
- Kahru M, Mitchell BG. 2000. Influence of the 1997–98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27: 2937–2940.
- Lange CB, Weinheimer AL, Reid FMH, Tapa E, Thunell RC. 2000. Response of siliceous microplankton from the Santa Barbara basin to the 1997–98 El Niño event. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 41: 1–8.
- Lavaniegos BE, Jiménez-Pérez 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.
- Lluch-Cota DB, Wooster WS, Hare SR. 2001. Sea surface temperature variability in coastal areas of the Northeastern Pacific related to the El Niño–Southern Oscillation and the Pacific Decadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 28: 2029–2032.
- Martínez-López A. 1993a. Efectos del evento El Niño 1982–83 en la estructura del fitoplancton en la Costa Occidental de Baja California Sur. Tesis de Maestría, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, La Paz, B.C.S., México. 86 pp.
- Martínez-López A. 1993b. Distribución espacial del fitoplancton asociada con frentes en la costa occidental de Baja California Sur. *Inv. Mar. CICIMAR* 8: 71–86.
- Martínez-López A. 2004. Flujos de diatomeas y silicoflagelados en dos cuencas oceánicas del Sistema de la Corriente de California. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California, México. 149 pp.
- Martínez-López A, Siqueiros-Beltrones DA, Silverberg N. 2004. Transport of benthic diatoms across the continental shelf of southern Baja California Peninsula. *Cienc. Mar.* 30: 503–513.
- Martínez-López A, Verdugo-Díaz G. 2000. Composición y dinámica del fitoplancton en El CAB de Bahía Magdalena, B.C.S. En: Lluch-Belda D, Elorduy-Garay J, Lluch-Cota SE, Ponce-Díaz G (eds.), BAC Centros de Actividad Biológica del Pacífico Mexicano. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, SC, La Paz, Baja California Sur. Pp. 125–142.
- Parsons TR, Maita Y, Lalli CM. 1984. *A Manual of the Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press, New York. 173 pp.
- Roden GI. 1971. Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76: 3462–3475.
- Saksaung E, Bricaud A, Dandonneau Y, Falkowski PG, Kiefer DA, Legendre L, Morel A, Parslow J, Takahashi M. 1997. Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results. *J. Plankton Res.* 19: 1637–1670

- Schwing FB, Hayward TL, Sakuma KM, Murphree T, Mascarenas AS, Larios-Castillo SI, Mantyla AW, Cummings SL, Chavez FP, Baltz K, Ainley DG. 1997. The state of the California current, 1996–1997: mixed signals from the tropics. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 38: 22–47.
- Silverberg N, Martínez-López A, Aguíñiga S, Carriquiri JD, Romero N, Shumilin E, Cota S. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California current in late 1996 and during the El Niño event of 1997–1998. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59: 575–587.
- Takahashi K, Blackwelder PL. 1992. The spatial distribution of silicoflagellates in the region of the Gulf Stream warm core ring 82B: application to water mass tracer studies. *Deep-Sea Res.* 39: S327–S346.
- Treppke UF, Lange C, Donner B, Fischer G, Ruhland G, Wefer G. 1996. Diatoms and silicoflagellates fluxes at the Walvis Ridge: An environment influenced by coastal upwelling in the Benguela system. *J. Mar. Res.* 54: 991–1016.
- Venrick EL, Reid FMH, Lange CB. 2003. Siliceous phytoplankton in the Santa Barbara Channel: a seven year comparison of species in a near-bottom sediment trap and in water samples from the euphotic layer. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 44: 107–122.
- Whitledge TE, Conway HL. 1977. R/V T.G. Thompson cruise 78 (Mescal II–Outfall II) Part II: Productivity, micronekton biomass, current meters and drogue velocities. *Coastal Upwelling Ecosystems Analysis Data Report* 37.
- Zuria-Jordan IL, Alvarez-Borrego S, Santamaria-Del-Angel E, Muller-Karger FE. 1995. Estimación de biomasa fitoplanctónica, derivada de datos de satélite, frente a Baja California Sur. *Cienc. Mar.* 21: 265–280.

Absorción de luz y estructura de tamaño del fitoplancton

A Gonzalez-Silvera¹, R Millán-Núñez¹, E Santamaría-del-Angel¹,
O Barocio-León¹, CC Trees²

RESUMEN

Se realizaron tres cruceros (noviembre de 2002, y junio y noviembre de 2003) en la costa occidental de Baja California con el objetivo de analizar las variaciones espaciales y temporales del coeficiente de absorción específico de luz por el fitoplancton ($a_{\phi(\lambda)}^*$) y la concentración de pigmentos por cromatografía líquida de alta resolución (HPLC por sus siglas en inglés). Se encontró que en estaciones alejadas de la costa dominan aguas oligotróficas con clorofila *a* total (Cl a T) superficial menor a 0.2 mg m⁻³, mientras que cerca de la costa se observan aguas mesotróficas (Cl a T superficial 0.2–2 mg m⁻³). En las estaciones oligotróficas dominan células del picoplancton mientras que en aguas costeras domina el microplancton. En noviembre de 2002 la proporción entre grupos fue similar, sin embargo, para junio de 2003 en la mayoría de las estaciones la abundancia del microplancton fue mayor a 50%. Para noviembre de 2003 se observó una tendencia similar a lo encontrado en 2002. Esto hace que ($a_{\phi(\lambda)}^*$) sea mayor en noviembre que en junio, y en la superficie de

¹ Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Tijuana-Ensenada km 103. Ensenada, Baja California 22800. adriana.gonzalez@uabc.edu.mx, rmillan@uabc.edu.mx, santamaria@uabc.edu.mx, oscar_barocio@yahoo.com.mx.

² Centro de Investigación Submarina de la OTAN. Viale San Bartolomeo 400. La Spezia, Italia 19138. trees@nurc.nato.int.

aguas oligotróficas que en aguas profundas, con un gradiente horizontal decreciente hacia la costa. La variación de las razones entre pigmentos fotoprotectores y Chl*a*T (PP:Chl*a*T) y entre pigmentos fotosintéticos y Chl*a*T (PF:Chl*a*T) con la profundidad mostró que los PF tienen una tendencia a aumentar, mientras los PP tienden a disminuir.

Palabras clave: fitoplancton, coeficiente de absorción, pigmentos, cromatografía líquida de alta resolución.

ABSTRACT

From samples obtained in three cruises (November 2002, and June and November 2003) in the California Current System off Baja California, the phytoplankton specific absorption coefficient ($a_{\phi(\lambda)}^*$) and pigment concentration by high precision liquid chromatography (HPLC) were estimated in order to analyze their spatial and temporal variability. Oligotrophic waters (surface Chl*a*T < 0.2 mg m⁻³) were found dominating offshore, while mesotrophic conditions (surface Chl*a*T 0.2 – 2 mg m⁻³) were observed inshore. Picoplankton cells dominated oligotrophic waters, while coastal stations were dominated by microplankton cells. In November 2002 the proportion among all size classes was similar. However, during June 2003 most stations showed a proportion of microplankton higher than 50%. For November 2003 the size structure of the phytoplankton community resembled that of November 2002. These factors explain why $a_{\phi(\lambda)}^*$ is higher in November than in June, and at the surface of oligotrophic waters than in depth, with a horizontal gradient decreasing to the coast. The variability of the ratios between photoprotective pigments and Chl*a*T (PP:Chl*a*T) and between photosynthetic pigments and Chl*a*T (PF:Chl*a*T) indicate that PF tend to increase with depth, while PP tend to decrease.

Keywords: phytoplankton, absorption coefficient, pigments, HPLC.

INTRODUCCIÓN

Aproximadamente el 50% del espectro electromagnético solar que llega a la superficie de los océanos está en la región del visible, esto es, corresponde a la radiación fotosintéticamente activa (PAR) comprendida entre los 400 y 700 nm de longitud de onda (Kirk 1994). Es importante entender los factores que controlan la atenuación de la PAR en los océanos, ya que ésta influye en las tasas de produc-

tividad primaria (Kirk 1994) y en la dinámica superficial de los océanos (Lewis *et al.* 1990), además de otros procesos fotoquímicos. Con el surgimiento de los sensores remotos de color del océano, que permiten estimar la concentración de clorofila *a* en la primera profundidad óptica (aproximadamente el 37% de la irradiancia superficial), se ha incrementado la necesidad de entender la magnitud y las fuentes de variación de las propiedades ópticas de las partículas en las capas superficiales de los océanos (Sosik y Mitchell 1995).

Las propiedades bio-ópticas se describen básicamente por los espectros de absorción ($a_{(\lambda)}$) y de dispersión ($b_{(\lambda)}$) de la luz en el agua (Morel y Maritorena 2001). Dado su mayor índice de refracción, las partículas minerales provocan una mayor dispersión de la luz, por lo que este proceso es más importante en la zona costera. A su vez, $a_{(\lambda)}$ es el resultado de la suma de la absorción por el fitoplancton ($a_{\phi(\lambda)}$), por partículas detríticas orgánicas y minerales ($a_{d(\lambda)}$) y la materia orgánica disuelta ($a_{g(\lambda)}$). En aguas alejadas de la costa donde no hay resuspensión o aportes terrígenos el fitoplancton es el principal responsable de la absorción de la luz. Las variaciones en $a_{\phi(\lambda)}$ han sido asociadas a cambios en la estructura de la comunidad y en el estado fisiológico de las células (Kirk 1994, Bricaud *et al.* 2004).

En el Sistema de la Corriente de California (SCC) pocos estudios han descrito la variabilidad temporal y espacial de $a_{\phi(\lambda)}$ y sus causas. Entre ellos, Sosik y Mitchell (1995) y Millán-Núñez *et al.* (2004) observaron diferencias significativas en $a_{\phi(\lambda)}$ entre muestras cercanas y alejadas a la costa, mientras que Aguirre-Hernández *et al.* (2004) detectaron valores bajos en las capas más profundas de la columna de agua. Tales autores no pudieron explicar claramente esa variación debido a la falta de información sobre el contenido de pigmentos de las comunidades fitoplanctónicas.

En este trabajo, con datos de tres cruceros en la región IMECOCAL se estudió la variación espacial y temporal de $a_{\phi(\lambda)}$ tomando en cuenta los procesos de fotoaclimatación y la composición de pigmentos de las comunidades de fitoplancton.

METODOLOGÍA

Se realizaron tres cruceros frente a Baja California en el área entre 26° y 33° N (figs. 1, 2), el primero del 4 al 18 de noviembre de 2002 a bordo del B/O Altair, y los subsecuentes del 20 al 30 de junio y del 20 al 29 de noviembre de 2003 a bordo del B/O Río Suchiate, ambos de la Armada de México. Los parámetros hidrográficos se midieron mediante un CTD (Ocean Sensors OS200) equipado con

fluorímetro (Chelsea Aquatrak III) e irradiómetro (Li-Cor spherical SPQA), en las estaciones diurnas. Los lances se realizaron hasta una profundidad de 80 metros. Con base en el perfil de fluorescencia generado se seleccionaron cuatro profundidades para tomar muestras discretas mediante botellas Niskin, una en superficie, otra arriba del máximo profundo de clorofila *a* (MPC), otra en el MPC y la última por debajo de éste.

De cada profundidad muestreada se filtraron 2 L de agua usando filtros GF/F de 25 mm de diámetro para la estimación de la concentración de pigmentos y entre 1 a 2 L para medir $a_{\phi(\lambda)}$. La concentración de pigmentos se determinó utilizando cromatografía líquida de alta resolución (HPLC) y el protocolo de Bidigare y Trees (2000) en el laboratorio del Centro de Hidro-Óptica y Sensores Remotos (CHORS) en San Diego, California. Para calcular $a_{\phi(\lambda)}$ se siguió el protocolo de Mitchell *et al.* (2000) utilizando un espectrofotómetro Perkin-Elmer Lambda 10, con un barrido entre 400 y 750 nm. El coeficiente de absorción específico del fitoplancton $a_{\phi(\lambda)}^*$ se obtiene como la razón entre $a_{\phi(\lambda)}$ y la clorofila *a* total (Clat), la cual es la suma de la clorofide *a*, clorofila *a* alómero y epímero, monovinil y divinil clorofila *a* (Trees *et al.* 2000).

Para estimar la abundancia fitoplanctónica se recolectó agua en botellas Nalgene de polietileno de alta densidad color ámbar de 250 ml, que fueron preservadas con 1 mL de Lugol ácido por cada 100 ml de muestra. Se utilizó la técnica de Uthermöl (1958) para determinar la densidad de células usando un microscopio invertido de contraste de fase Carl Zeiss.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el área de estudio la distribución espacial de Clat presenta mayores valores en las regiones cercanas a la costa asociados a procesos de surgencia, o en zonas alejadas relacionados con la formación de remolinos de mesoescala (Barocio-León *et al.* 2006). Generalmente la distribución vertical de la clorofila *a* presenta un MPC cuya profundidad se incrementa de la costa hacia afuera y del norte hacia el sur (Millán-Núñez *et al.* 1997).

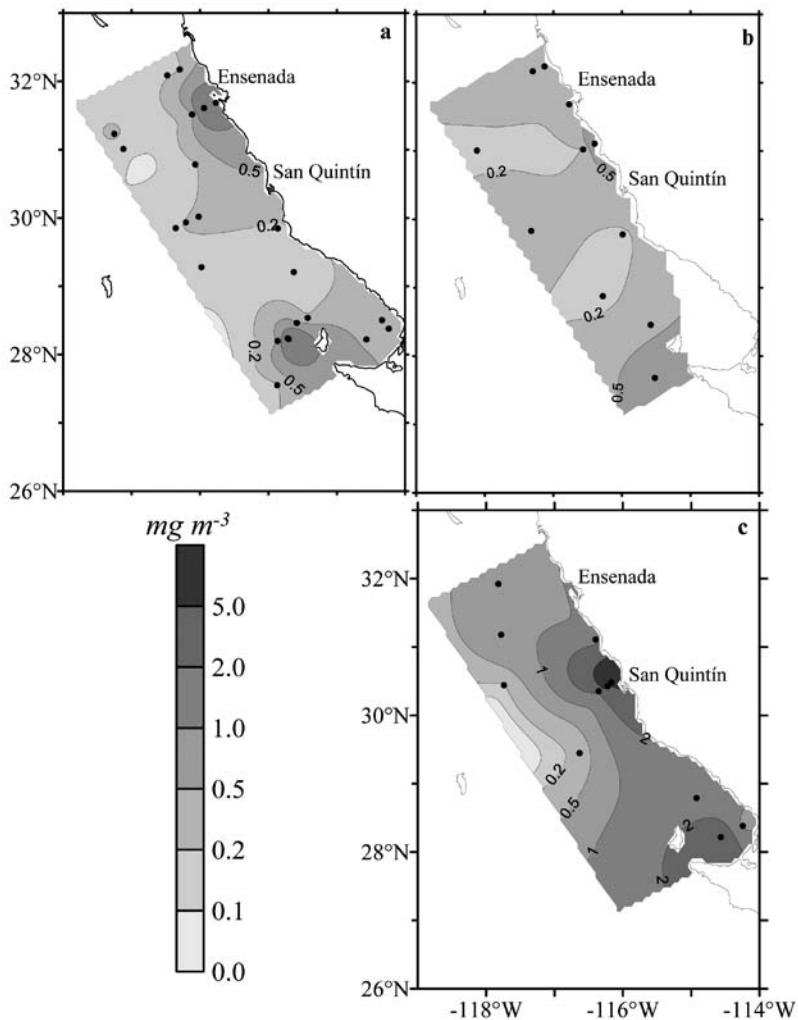
La figura 1 presenta la distribución superficial de Clat en los tres cruceros. En ella se detecta que entre los dos muestreos de noviembre no hubo mucha variación, con valores máximos de 0.5 mg m⁻³ en las zonas oceánicas. Es importante considerar que el número de estaciones muestreadas en 2003 fue casi la mitad que en 2002, sin embargo la observación de imágenes de satélite de con-

centración de Cl_aT (SeaWiFS/NASA) para ambos periodos confirma este patrón (Barocio-León 2006). Durante junio de 2003 hubo un aumento considerable en las concentraciones de Cl_aT a lo largo de la costa con valores superiores a 0.5 mg m⁻³. Son particularmente notables dos estaciones localizadas frente a Bahía San Quintín donde se observó el incremento del fitoplancton con el predominio de quistes de dinoflagelados y diatomeas del género *Pseudo-nitzschia* (*P. australis* y *P. seriata*) con Cl_aT superficial de hasta 10.13 mg m⁻³. Barocio-León *et al.* (2008) proporcionan más detalles sobre las características de este evento y describen sus propiedades ópticas y las implicaciones para su detección remota.

Las variaciones de Cl_aT están relacionadas con cambios en la estructura de tamaño de la comunidad, lo que influye las variaciones en $a_{\phi(\lambda)}$. La figura 2a muestra la relación entre $a_{\phi(440)}$ y $a_{\phi(675)}$ y Cl_aT en superficie, en la que se puede observar que el incremento en Cl_aT lleva a una mayor capacidad de absorción de luz. A su vez, la distribución espacial de $a_{\phi(440)}$ (fig. 2b) muestra que aguas costeras absorben más luz debido a la mayor abundancia de fitoplancton. Aunque la figura 2b representa sólo un día de observación, este patrón es recurrente durante todo el periodo estudiado. En la figura 2a se observa la ecuación derivada de esta relación y que puede ser utilizada para construir una imagen de $a_{\phi(440)}$ a partir de una imagen de satélite de Cl_a (fig. 2b). De esta forma se pueden contrarrestar los problemas asociados a una malla irregular de estaciones. Por otro lado es importante notar que la dispersión de los datos a 440 nm es mayor que a 675 nm (fig. 1a), lo que evidencia que la composición de pigmentos es un factor importante para explicar las variaciones en $a_{\phi(\lambda)}$, ya que los carotenoides accesorios tiene sus máximos de absorción más cercanos a los 440 nm que a los 675 nm.

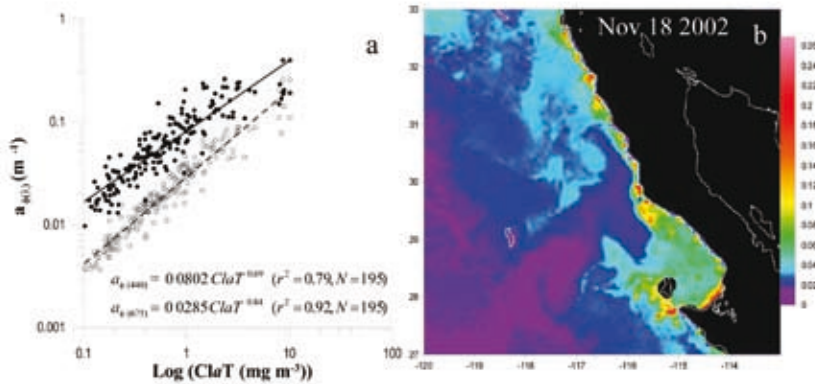
Los pigmentos del fitoplancton se utilizan para caracterizar el estado fisiológico, la composición de especies y la biomasa en el ambiente acuático (Falkowski y Raven 1997). En este trabajo los pigmentos fueron utilizados para evaluar la composición específica de la comunidad, lo que también se realizó por observaciones al microscopio invertido. Los pigmentos específicos permiten determinar la presencia de ciertos grupos del fitoplancton que no son visibles al microscopio, por ejemplo los del género *Prochlorococcus* que son de gran importancia en aguas oligotróficas (Moore *et al.* 1995). Su pigmento específico es la divinil clorofila *a* (DVCl_a), la cual se observó durante los tres cruceros en aguas alejadas de la costa (Barocio-León 2006). Otro grupo de gran importancia fueron las primnesiofitas (Barocio-León 2006), como los cocolitofóridos, que se identifican por la presencia de 19'-hexanoloxifucoxantina (Hex) y clorofila *c3*. También se confirmó la presencia de cianobacterias y clorofitas

Figura 1. Distribución espacial de la concentración de clorofila a (mg m^{-3}) superficial para los tres cruceros. (a) noviembre de 2002, (b) noviembre de 2003 y (c) junio de 2003. (●) estaciones muestreadas.



(Barocio-León 2006) dada la concentración de zeaxantina (Zea), que es su pigmento indicador (Jeffrey *et al.* 1997). La tabla 1 muestra los pigmentos específicos y representativos de los diferentes grupos de fitoplancton (Jeffrey *et al.* 1997).

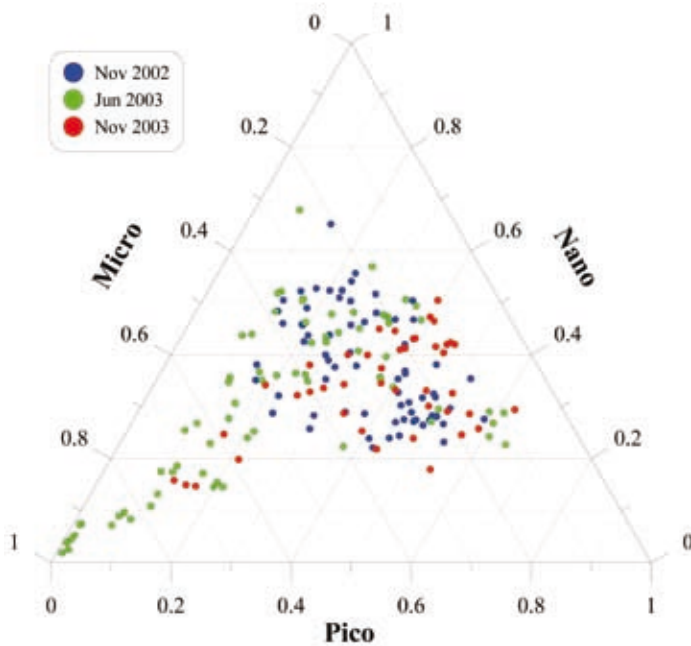
Figura 2. (a) Variación del coeficiente de absorción del fitoplancton ($a_{\phi(\lambda)}$) en relación al logaritmo de la concentración de clorofila a . (●) $a_{\phi(440)}$ y (○) $a_{\phi(675)}$. Se indica la ecuación de ajuste de cada curva. (b) Distribución espacial de $a_{\phi(440)}$ calculado a partir de una imagen de concentración de clorofila a (MODIS/Aqua LAC) utilizando la ecuación anterior.



En zonas con concentraciones de pigmentos superiores a $0.5\ mg\ m^{-3}$ (fig. 1) la composición de la comunidad estuvo dominada por diatomeas y/o dinoflagelados. Su estructura de tamaño se evaluó a través del porcentaje de células de picoplancton ($0.2\text{--}2.0\ \mu m$), nanoplancton ($2\ a\ 20\ \mu m$) y micropalancton ($> 20\ \mu m$). Para determinar este porcentaje se calculó un índice de tamaño (IT) (Bricaudet *al.* 2004) ajustado a la región (Barocio-León 2006) con base en las concentraciones de ciertos pigmentos: fucoxantina (Fuco) y peridina (Per) para el micropalancton; hexanoxifucoxantina (Hex), butanoxifucoxantina (But) y aloxantina (Alo) para el nanoplancton; y la clorofila b total (ClbT), suma de la Clorofila b más la divinil clorofila b , y la Zea para el picoplancton. En la estructura de la comunidad destacó el micropalancton durante junio de 2003 (fig. 3), asociado directamente a las elevadas concentraciones de Cl a T en las estaciones con quistes de dinoflagelados y diatomeas mencionados anteriormente. En los meses de noviembre la comunidad de fitoplancton estuvo dominada por pico y nanoplancton, en especial en 2002, mientras que en 2003 algunas estaciones presentaron valores superiores al 58% de micropalancton.

La concentración de pigmentos es la fuente dominante de variabilidad en la absorción por el material particulado en el agua, y la Cl a T es el pigmento en mayor

Figura 3. Diagrama ternario que muestra la proporción de clorofila a correspondiente a cada uno de los grupos de tamaño de fitoplancton para los cruceros de noviembre de 2002 y junio y noviembre de 2003.



proporción en el fitoplancton. Por esta razón, para poder describir su variabilidad es conveniente normalizar la absorción del fitoplancton ($a_{\phi(\lambda)}$) a ClaT obteniendo así el coeficiente de absorción específico del fitoplancton ($a_{\phi(\lambda)}^*$). La estructura de tamaño de la comunidad determina en gran parte la magnitud de $a_{\phi(\lambda)}^*$, que a su vez está relacionada con la concentración de ClaT. Mayores concentraciones de ClaT están relacionadas con células de mayor tamaño y con menores valores de $a_{\phi(\lambda)}^*$ (Barocio-León *et al.* 2006). Ahora bien, es necesario tomar en cuenta el empaquetamiento de los pigmentos o efecto paquete, el cual lleva a una disminución variable de $a_{\phi(\lambda)}^*$ en especial alrededor de los 440 nm debido a que los pigmentos responsables de la absorción de luz no están disueltos en el agua de mar, sino contenidos dentro de células y cloroplastos (Kirk 1994). Por esta razón se espera que el efecto paquete sea más importante en aguas con mayores concentraciones de

Tabla 1. Pigmentos específicos y representativos de los diferentes grupos del fitoplancton (adaptado de Jeffrey *et al.* 1997), su abreviatura usada en el texto y clasificación de acuerdo con su principal función: clorofila *a* (Cl*a*T), pigmentos fotosintéticos (PF) y pigmentos fotoprotectores (PP).

Pigmento	Abreviatura	Clasificación	Grupo algal
Monovinil clorofila <i>a</i>	Cl <i>a</i>	Cl <i>a</i>	Todos los grupos excepto <i>Prochlorococcus</i>
Divinil clorofila <i>a</i>	DVCl <i>a</i>	Cl <i>a</i>	Cianobacterias <i>Prochlorococcus</i>
Clorofila <i>b</i>	Cl <i>b</i>	PF	Clorofitas, Prasinofitas, Euglenofitas
Clorofila <i>c</i> 2	Cl <i>c</i> 2	PF	Diatomeas, Dinoflagelados, Primnesiofitas, Rafidofitas y Criptofitas
Clorofila <i>c</i> 3	Cl <i>c</i> 3	PF	Primnesiofitas, Diatomeas, Crisofitas, Dinoflagelados
19'-Butanoiloxifucoxantina	But	PF	Crisofitas, Primnesiofitas
Fucoxantina	Fuco	PF	Diatomeas, Primnesiofitas, Crisofitas, Rafidofitas
19'-Hexanoiloxifucoxantina	Hex	PF	Primnesiofitas
Peridinina	Peri	PF	Dinoflagelados
Prasincoxantina	Pras	PF	Prasinofitas
Alloxantina	Allo	PP	Criptofitas
Diatoxantina	Diat	PP	Diatomeas, Primnesiofitas
Diadinoxantina	Diad	PP	Diatomeas, Dinoflagelados, Primnesiofitas, Crisofitas, Rafidofitas, Euglenofitas
Violaxantina	Viol	PP	Clorofitas, Rafidofitas
Luteína	Lut	PP	Clorofitas, Rodofitas
Zeaxantina	Zea	PP	Cianobacterias (incluyendo <i>Prochlorococcus</i>) Rodofitas, Proclorofitas, Clorofitas, Estigmatofitas

microplancton, mientras que en aguas donde predomine el picoplancton el efecto paquete será mínimo. Tomando en cuenta el predominio de células de tamaño pequeño en la mayor parte del área de estudio, el efecto paquete tiene poca impor-

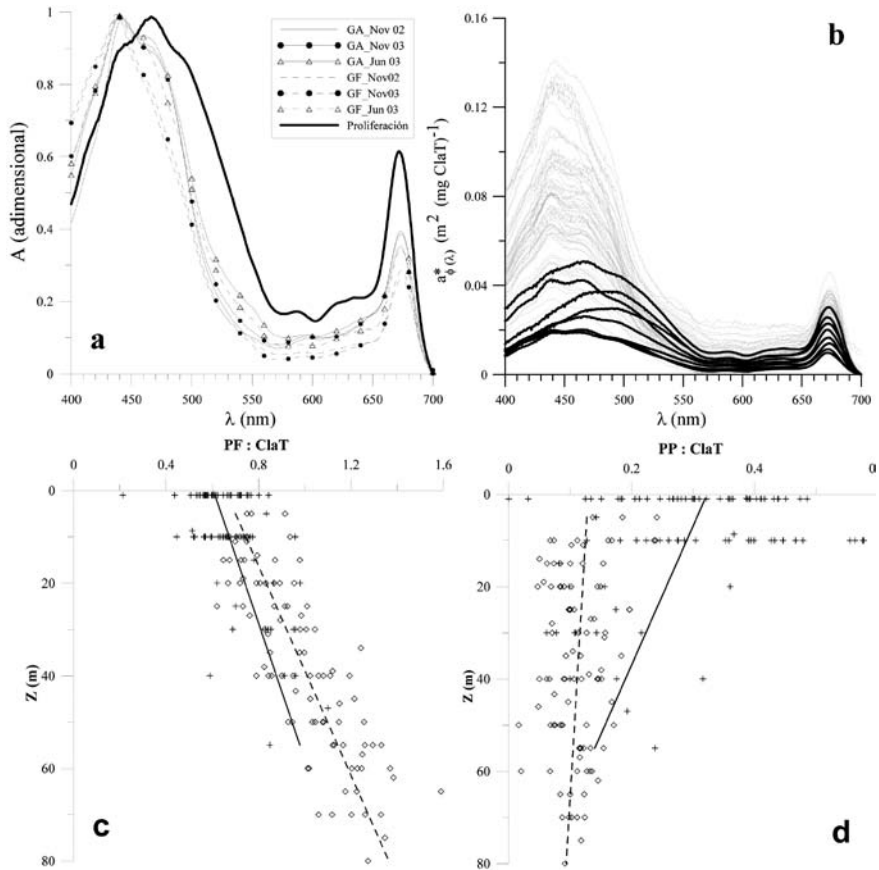
tancia al explicar las variaciones de $a_{\phi(\lambda)}^*$ por lo que se consideró la composición y concentración de pigmentos para explicar la variación de $a_{\phi(\lambda)}^*$ en las zonas oceánicas donde predominan el pico y nanoplancton.

Entre los principales pigmentos que absorben la PAR en las células fitoplanctónicas están clorofilas, carotenoides y ficobiliproteínas. El principal papel de la Cla, y en su caso de la DvCla, es absorber la luz requerida para la fotosíntesis, mientras que los pigmentos accesorios como clorofilas *b* y *c*, y carotenos y ficobiliproteínas tienen la función de ampliar el espectro y la capacidad de absorción incrementando la eficiencia (Kirk 1994); algunos de ellos protegen contra las irradiancias altas. Por ello, los pigmentos accesorios pueden ser clasificados según su función en fotosintéticos y fotoprotectores (Bricaud *et al.* 2004).

La variación espectral de $a_{\phi(\lambda)}^*$ presenta una forma típica relacionada con la composición de pigmentos (Bricaud *et al.* 2004). Destacan dos máximos principales localizados alrededor de los 440 nm y los 675 nm, relacionados con los máximos de absorción por la ClaT. Otros máximos se presentan asociados con los pigmentos accesorios. La forma del espectro de absorción se determinó dividiendo $a_{\phi(\lambda)}^*$ entre el valor máximo, en general alrededor de los 440 nm, y se identificaron dos curvas típicas (fig. 4a). El grupo A presentó mayor absorción entre los 450 y 500 nm, asociada a la mayor presencia de pigmentos fotoprotectores (PP), en especial de Zea característica de *Synechococcus* spp. El grupo F se caracterizó por no presentar esos máximos y estuvo asociado con comunidades con una mayor proporción de pigmentos fotosintéticos (PF); de éstos, la Fuco fue el pigmento más abundante en las estaciones costeras, mientras que la Hex predominó en las oceánicas. Una tercera forma muy peculiar de la curva estuvo asociada a muestras con altas concentraciones císticas de junio de 2003 (fig. 4a). En ella, el máximo de absorción fue alrededor de los 470 nm, asociado principalmente con la alta concentración de peridina en los quistes de dinoflagelados. Cabe mencionar que la densidad de éstos sobrepasó los 2×10^6 cel L⁻¹ (Barocio-León *et al.* 2008).

No hubo diferencias significativas entre la forma de los espectros por grupo entre noviembre de 2002 y de 2003 (fig. 4a) (prueba de bondad de ajuste con $\alpha = 0.05$). Las diferencias encontradas se deben a la composición de pigmentos y ésta al estado de aclimatación de las células a la luz. Por otro lado, al comparar muestras de superficie y de profundidad las diferencias en la proporción de pigmentos se deben a la combinación de dos factores: la aclimatación del fitoplancton al régimen de luz y nutrientes, y a la dominancia de diferentes grupos fitoplanctónicos a diferentes profundidades de la columna de agua (Obayashi *et al.* 2001).

Figura 4. (a) Forma del coeficiente de absorción del fitoplancton para cada grupo identificado y crucero. Las curvas son la media de todas las muestras clasificadas dentro de cada grupo. (b) Coeficiente de absorción específico del fitoplancton de todas las muestras del crucero de junio de 2003. Las curvas marcadas en negro corresponden a la proliferación de quistes. (c) Razones PF:Cl_aT en función de la profundidad. (d) Razones PP:Cl_aT en función de la profundidad. (c, d) Muestras de la capa superior (CS, +) e inferior (CI, ◇) diferenciadas.



Al estudiar la variación de las razones PF:Cl_aT y PP:Cl_aT con la profundidad (fig. 4c, d) se observó que la primera tiene una tendencia general a aumentar, mientras que la segunda tiende a disminuir, con una variación muy amplia en las muestras tomadas por encima del MPC (fig. 4d). En las muestras tomadas en el MPC y por

debajo de éste la tendencia en la proporción de PP:Cl α T fue a permanecer baja y sin mucha variación. Esto permite agrupar las muestras en dos capas de acuerdo a las condiciones de luz a las que se encuentran adaptadas y los organismos fotosintéticos contenidos en ellas: la capa superior, que comprende las muestras de superficie y las tomadas por arriba del MPC con niveles de luz en general mayores al 55% de PAR, y la capa inferior, que comprende las muestras del MPC y por debajo, con porcentajes de luz menores al 10%. Además, las razones PP:Cl α T más elevadas se encontraron en aguas oligotróficas, aguas con mayor estratificación y con menores procesos de mezcla donde las células aclimatan su composición pigmentaria a los niveles de luz (Barocio-León 2006).

La variación en las razones PP:Cl α T y PF:Cl α T puede estar relacionada con dos factores: (a) la fotoaclimatación a la profundidad, y/o (b) el cambio en la composición específica de la comunidad, lo que va a afectar $\sigma_{\phi(\lambda)}^*$. Un ejemplo de ello son los grupos de curvas definidos anteriormente (fig. 4a). Las curvas que forman el grupo A provienen en su mayor parte de la capa superior, donde se observaron mayores proporciones PP:Cl α T. Las curvas del grupo F provienen de la capa inferior, donde los pigmentos fotosintéticos fueron más importantes. En estos casos vemos reflejado el efecto combinado de los dos factores antes mencionados. La capa superior presentó a la Zea como principal pigmento fotoprotector, la cual es un pigmento diagnóstico para *Synechococcus*. La capa inferior presentó como pigmentos fotosintéticos más abundantes a la Fuco (diagnóstico para diatomeas y microplancton) en aguas costeras y a la Hex (específico para primnesiofitas y nanoplancton) en aguas oceánicas. Finalmente, el dominio de uno u otro factor va a variar con la distancia de la costa, dado que ésta determina el grado de estratificación vertical y la composición específica y estructura de tamaño de la comunidad.

CONCLUSIONES

El coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton en la Corriente de California frente a Baja California presentó una variación espacio temporal que está relacionada con cambios en la composición específica y estructura de tamaño de la comunidad, lo que a su vez se ha relacionado con procesos de surgencia y con la formación de meandros o remolinos de mesoescala. Allí, comunidades dominadas por células de pico o nanoplancton son remplazadas por células del microplancton, lo cual se refleja en variaciones en la forma y magnitud del espectro de absorción. A su vez, las

variaciones en la columna de agua son dictadas por una combinación de procesos de fotoaclimatación y/o cambios en la composición específica de la comunidad del fitoplancton, especialmente con su composición de pigmentos. Esto hace necesario dar continuidad a los estudios de las propiedades de absorción y esparcimiento de luz en las aguas oceánicas, en escalas temporales y espaciales más cortas.

REFERENCIAS

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell BC. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816.
- Barocio-León O. 2006. Variabilidad espacial y temporal del coeficiente de absorción y pigmentos del fitoplancton en la Corriente de California. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. 174 pp.
- Barocio-León O, Millán Núñez R, Santamaría-del-Ángel E, Gonzalez-Silvera A, Trees C. 2006. Spatial variability of phytoplankton absorption coefficients and pigments off Baja California during November 2002. *J. Oceanogr.* 62: 873–885.
- Barocio-León O, Millán-Núñez R, Santamaría-del-Ángel E, Gonzalez-Silvera A, Trees C, Orellana-Cepeda E. 2008. Bio-optical characteristics of a phytoplankton bloom event in the California Current. *Cont. Shelf Res.* 28: 672–681.
- Bricaud A, Claustre H, Ras J, Oubelkheir K. 2004. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *J. Geophys. Res.* 109: C11010, doi:10.1029/2004JC002419.
- Falkowski PG, Raven JA. 1997. *Aquatic photosynthesis*. Princeton University Press, Massachusetts, USA. pp. 375.
- Jeffrey SW, Mantoura RFC, Wright SW. 1997. *Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines and modern methods*. UNESCO Publishing, París. 661 pp.
- Kirk JTO. 1994. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge. 401 pp.
- Lewis M, Carr M, Feldman G, Esaias WE, McClain C. 1990. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean. *Nature* 347: 543–545.
- Millán-Núñez E, Sieracki ME, Millán-Núñez R, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Trees CC. 2004. Specific absorption coefficient and phytoplankton biomass in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 51: 817–826.

- Millán-Núñez R, Álvarez-Borrego S, Trees CC. 1997. Modeling the vertical distribution of chlorophyll in the California Current System. *J. Geophys. Res.* 102: 8587–8595.
- Morel A, Maritorena S. 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal. *J. Geophys. Res.* 106: 7163–7180.
- Moore LR, Goerick R, Chisholm SW. 1995. Comparative physiology of *Synechococcus* and *Prochlorococcus*: influence of light and temperature on growth, pigments, fluorescence and absorption properties. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 116: 259–275.
- Obayashi Y, Tanoue E, Suzuki K, Handa N, Nojiri Y, Wong CS. 2001. Spatial and temporal variabilities of phytoplankton community structure in the northern North Pacific as determined by phytoplankton pigments. *Deep-Sea Res. I* 48: 439–469.
- Sathyendranath S, Watts L, Devred E, Platt T, Caverhill C, Maass H. 2004. Discrimination of diatoms from other phytoplankton using ocean-colour data. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 272: 59–68.
- Sosik HM, Mitchell BG. 1995. Light absorption by phytoplankton, photosynthetic pigments and detritus in the California Current System. *Deep-Sea Res. I* 42: 1717–1748.
- Trees CC, Clark DK, Bidigare RR, Ondrusek ME, Mueller JL. 2000. Accessory pigments versus chlorophyll *a* concentrations within the euphotic zone: a ubiquitous relationship. *Limnol. Oceanogr.* 45: 1130–1143.

Fitogeografía a partir de las curvas espectrales del coeficiente de absorción de luz

ED Sánchez-Pérez¹, E Millán-Núñez²

RESUMEN

Se presenta la variabilidad espacial del coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton y su relación con la estructura de la comunidad frente a Baja California durante el verano de 2001. La mayor abundancia de fitoplancton se detectó en la región costera al sur de Bahía Asunción, con valores de hasta 406×10^3 células l^{-1} . Se identificaron 13 géneros de diatomeas, 10 de dinoflagelados y 2 silicoflagelados, dominados por *Nitzschia*, *Rhizosolenia*, *Thalassionema*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium* y *Ceratium*. Las principales diferencias de especies estuvieron relacionadas con eventos de surgencias y remolinos propios de la región. Los altos valores del coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton a 440 nm (a_{ϕ}) coincidieron con una mayor abundancia de células. La variabilidad en magnitud de los valores de las curvas espectrales mostró una separación de la zona de estudio en dos regiones, la costera y la oceánica.

¹ Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Tijuana-Ensenada km 107. Apartado Postal 43, Ensenada, Baja California 22880. ocdennis@gmail.com.

² Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Ecología Marina. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Fracc. Zona Playitas. Ensenada, Baja California 22860. emillan@cicese.mx.

Palabras clave: fitogeografía, espectros de absorción, Baja California, Corriente de California

ABSTRACT

The spatial variability of the light absorption coefficient by phytoplankton was analyzed off Baja California in summer 2001. A total of 13 diatom, 10 dinoflagellate and 2 silicoflagellate genus were identified dominated by *Nitzschia*, *Rhizosolenia*, *Thalassionema*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium*, and *Ceratium*. The highest abundance of phytoplankton was detected in the coastal region, mainly south of Bahía Asunción with values up to 406×10^3 cells l^{-1} . Major species differences were found related to upwelling events and cyclonic eddies in the area. High values of light absorption coefficient by phytoplankton at 440 nm (a_{ϕ}) were in agreement with greater abundance of phytoplankton. The magnitude of the spectral curves revealed two phylogeographic regions, the coastal and the oceanic one.

Keywords: Phylogeographic, absorption spectral curves, Baja California, California Current

INTRODUCCIÓN

Las microalgas planctónicas, o fitoplancton, son responsables de más del 90% de la síntesis de materia orgánica en los océanos y contribuyen en aproximadamente 95% de la renovación del oxígeno atmosférico (Pernetta y Milliam 1994). Esto se lleva a cabo durante el consumo del dióxido de carbono (CO_2) y la asimilación de nutrientes (NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-}) mediante la captación de energía solar, proceso que en conjunto se conoce como fotosíntesis e incrementa la biomasa de fitoplancton. El fitoplancton representa la base de la cadena alimenticia y soporta la producción secundaria, además de considerarse como al mayor secuestrador del CO_2 atmosférico (Sakshaug *et al.* 1997, Falkowski *et al.* 1998).

La delimitación de zonas fitogeográficas con métodos sencillos permite conocer con mayor facilidad la producción primaria de los diferentes ecosistemas. Por otra parte, las células pigmentadas y no pigmentadas mantienen una estrecha relación de óptica hidrológica con la información de clorofila detectada por los satélites, proporcionando un conocimiento sinóptico de la biomasa del fitoplancton a nivel

de meso-escala (Sosik y Mitchell 1995). Las propiedades bio-ópticas inherentes al océano como el coeficiente de absorción y la dispersión o esparcimiento de la luz (Preisendorfer 1961, Kirk 1986) dependen principalmente de los componentes del medio (principalmente fitoplancton) y no de la estructura geométrica del campo de luz.

En los primeros estudios en aguas mexicanas que describieron parámetros bio-ópticos del fitoplancton realizados por Millán-Núñez *et al.* (1998, 2004), Pegau *et al.* (1999) y Barnard *et al.* (1999), se llevó a cabo la caracterización del coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton σ_{ϕ}^* en el Golfo de California y sur de la Corriente de California y los autores concluyeron que la variabilidad de σ_{ϕ}^* fue principalmente afectada por el tamaño y la abundancia de los principales grupos de diatomeas, dinoflagelados y cianobacterias. En el presente trabajo lo que se hizo fue delimitar regiones fitogeográficas frente a Baja California a partir de curvas espectrales de absorción de la luz.

MATERIALES Y MÉTODOS

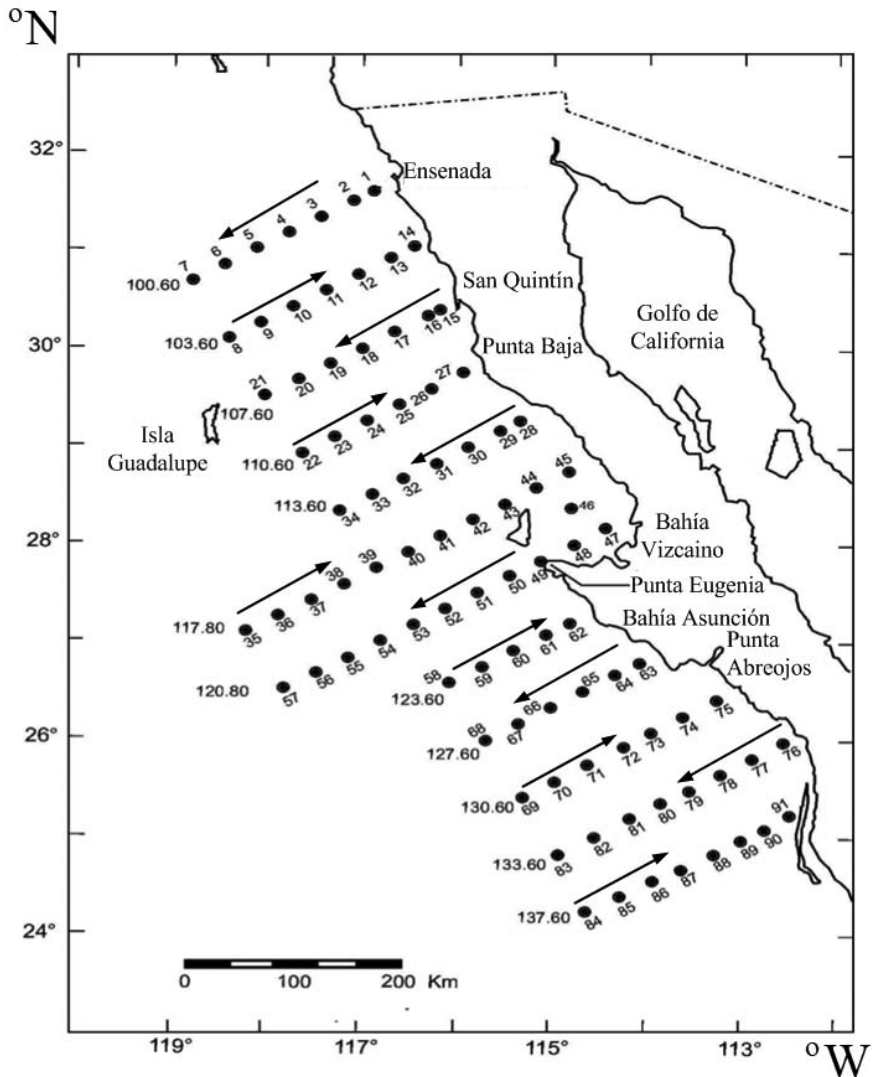
Colecta de muestras y análisis de laboratorio

Del 26 de junio al 17 de julio de 2001, el programa de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) llevó a cabo el muestreo de 91 estaciones oceanográficas divididas en 12 líneas perpendiculares a la costa de Baja California (fig. 1) en las que se midió la temperatura y salinidad con un CTD (*conductivity-temperature-depth*) y se recolectaron muestras de agua con botellas Niskin de 5 l a una profundidad de 10 m. Para estimar el coeficiente de absorción de luz se filtró 1 l de agua a través de filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F (25 mm) que después se almacenaron en un contenedor de nitrógeno líquido para su posterior análisis en el laboratorio. Las muestras para el análisis del fitoplancton se almacenaron en botellas oscuras de 250 ml preservadas con formaldehído a un pH entre 7.5 y 8 (Thronsdén 1978), a una concentración final del 1%.

Análisis del nano-microfitoplancton (>5 μ m)

El análisis del fitoplancton se hizo dos meses después del crucero. Para los conteos de células se utilizó la técnica propuesta por Hasle (1978), concentrando 50 ml de muestra en una cámara de sedimentación. La identificación de las células se

Figura 1. Mapa del área de estudio. Las flechas indican la dirección del derrotero durante el crucero IMECOCAL en julio de 2001.



hizo en un microscopio invertido con objetivos de 16x y 40x (Utermöhl 1958). Cuando fue posible, las diatomeas y los dinoflagelados se clasificaron al nivel de especie basando su identificación principalmente en los trabajos de Cupp (1943), Hasle y Syvertsen (1997), Licea *et al.* (1996) y Moreno *et al.* (1997). Se jerar-

quizó la estructura de la composición del fitoplancton mediante la aplicación del índice de nicho ecológico propuesto por Levins (1978) en el que valores mayores representan la persistencia del organismo en el área de muestreo. Se excluyeron las células <5 μm debido a que las células pequeñas requieren de una técnica diferente para ser cuantificadas (Yentsch *et al.* 1983, Sieracki *et al.* 1995).

Coficiente de absorción de luz por el fitoplancton

Para determinar el coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton las muestras se analizaron en un espectrofotómetro con esfera integradora de luz (Schimatzu UV-2401 PC). La curva espectral del material particulado ($\sigma_{p(\lambda)}$) se obtuvo con un barrido de 400–750 nm con resolución de 1 nm, un ancho de banda de 2 nm y una velocidad media de barrido de 300 nm min^{-1} . Posteriormente los filtros se enjuagaron con metanol durante 30 min (Kishino *et al.* 1985) para obtener la curva de detritus o material no pigmentado ($\sigma_{d(\lambda)}$). La diferencia entre los coeficientes de absorción del material particulado y del detritus es el coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton ($\sigma_{\phi(\lambda)}$).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Distribución espacial del nano-microfitoplancton

Los dinoflagelados presentaron una mayor abundancia que las diatomeas a lo largo del área de estudio, excepto en las líneas 127 y 130 “al sur de Bahía Asunción” donde presentaron valores de 100–395 $\times 10^3$ células l^{-1} (fig. 2). En los análisis taxonómicos del nano-microfitoplancton (>5 μm) se detectaron 25 géneros, de los cuales 13 fueron diatomeas, 10 dinoflagelados y 2 silicoflagelados. Los géneros de diatomeas y dinoflagelados más sobresalientes con relación al índice de nicho fueron *Nitzschia spp*, *Rhizosolenia spp*, *Thalassionema spp*, *Gymnodinium spp*, *Gyrodinium spp* y *Ceratium spp* (tabla 1). En general, la mayor abundancia del nano-microfitoplancton se presentó en la zona costera al sur de Bahía Asunción, particularmente en las estaciones 63 y 75, con valores de 406 $\times 10^3$ células l^{-1} (fig. 3a) que disminuyen hacia las estaciones oceánicas. Por otro lado, el grupo de diatomeas presentó “en las líneas 127 y 130” un incremento frente a Punta Abreojos hasta 390 $\times 10^3$ células l^{-1} ; mientras que los dinoflagelados presentaron sus mayores abundancias, de 21 $\times 10^3$ células l^{-1} , en las estaciones 63 y 74.

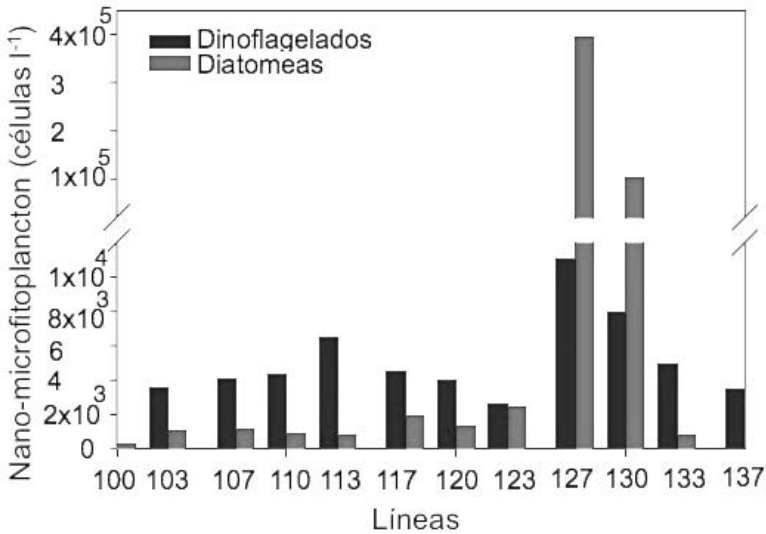
Tabla 1. Estructura de la composición taxonómica del fitoplancton a 10 m de profundidad durante julio de 2001. Ordenación jerárquica de los géneros por el índice de amplitud de nicho (Bi). Los números muestran la proporción de cada género entre las estaciones.

Estaciones	7	8	9	10	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	34	35	36	37	38	39	40	43	46	47	48	49	50						
Diatomeas																																						
Nitzschia	0.4	0.6	0.6	1	0.8	0.4	0.7	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.2	1	0.9	0.7	1	1	0.9	0.7	1	1	0.7	0.6	0.9	1	1	0.5	1	0.1				
Rhizosolenia	0.2	0.2			0.1	0.3	0.6	0.1	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	1	0.9	0.7	1	1	0.9	0.7	1	0	0.3	0.2									
Thalassosira	0.4				0.1	0.1	0.2	0.5				1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2										0.2											
Navicula																																						
Coscinodiscus		0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1																															
Chaetoceros		0.7			0.1	0.1					0.2	0.2	0.4				0.4								0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		0				
Cocconeis																																						
pseudoenotia																																						
Bacteriastrum																																						
Rhopalodia																	0.2																					
Actinocyclus					0.1																																	
Eucampia																																						
Guinardia																																						
Dinoflagelados																																						
Gymnodinium	0.9	0.7	0.9	0.9	0.7	0.9	0.8	0.7	0.8	0.9	0.9	0.6	0.6	0.8	0.9	1	1	1	0.9	0.9	1	1	1	1	1	0.7	0.6	0.9	1	1	0.5	1						
Cyrodinium	0	0.1			0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0	0.1	0.4	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	0.2										
Ceratium	0	0.2			0.1	0.1	0.1	0	0	0	0	0.2	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0				
Gonyaulax																																						
Pterocentrum																																						
Oxytoxum					0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Dinophysis	0				0	0	0	0	0	0	1	0.1																									0.1	0
Peridinium																																						
Podolampas																																						
Pyrrocystis																																						
Silicoflagelados																																						
Dictyocha																																						
Distephanus						1																																

Tabla 1. Continuación.

Especies	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	69	70	71	73	74	75	76	77	78	79	81	83	84	85	86	87	88	89	90	91	Bi			
Diatomeas																																					
Nitzschia	0.5	0.3	0.5	0.5	0.5		0.8	0.3	1		0.1	0	1	1	1	0.5				0.9			0.1				1	0.3				1	0.2	37.9			
Rhizosolenia	0.2	0.3	0.1	0.5	0.5		0.2	0.4			0.1	0	0	0	0	0.5							0.4	0.5	1							0.3	17.2				
Thalassioemena							0.2			1		1	0	0	0	0.5																		9.1			
Navicula	0.3		0.1													0.5																		7.8			
Coscinodiscus											0.3		0	0	0		0.5			0.1	1			0.5		1	0.6		1				7.6				
Chaetoceros																	0.5					1												6.9			
Cocconeis						1																												6.5			
pseudonemora											0.4																							0.6	2.9		
Bacteriatum				0.3			0.1																					0.1						1.9	1.0		
Rhopalodia																																		1.0	1.0		
Actinocyclus																																		1.0	1.0		
Eucampia																																			1.0	1.0	
Guinardia														0																					1.0	1.0	
Dinoflagelados																																					
Gymnodinium	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	1	0.9	0.8	0.8	0.7	0.9	0.6	0.9	0.7	0.8	0.6	0.9	1	0.9	1	0.9	0.9	0.9	0.8	0.4	1	0.9	0.6	1	0.9	1	0.8	0.8	62.1			
Gyrodinium	0.1	0.1	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1			0		0.1	0.1	0.4	0.4	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	26.1					
Ceratium	0.1	0.1	0	0	0.1	0	0	0	0	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1				0.1	0.1		0.1									0.1	0	21.7			
Gonyaulax	0.1	0.2				0								0	0.2	0	0.1																0	12.3			
Prorocentrum										0.2						0.3			0		0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1						10.0			
Oxytoxum	0					0		0.1	0.1																									8.1			
Dinophysis																																			4.7		
Peridinium														0																					2.5		
Podolampas												0.2																							1.0		
Pycnocystis																																			1.0		
Silicoflagelados																																					
Dictyocha				1													1			1	1	1												7.0			
Disteplanus													1																						1.4		

Figura 2. Abundancia del nano-microfitoplancton por línea hidrográfica. Las barras representan la media de las estaciones de cada línea a 10 m de profundidad.



Curvas espectrales de absorción de luz por el fitoplancton

En la distribución espacial del coeficiente de absorción de luz a 440 nm las estaciones cercanas a la costa "45, 63, 75 y 76" fueron las que presentaron la mayor magnitud espectral (0.22 m^{-1} y 0.26 m^{-1}) (fig. 3b) relacionada con altas concentraciones de clorofila *a* (7 mg m^{-3}). Posteriormente los espectros de absorción por el fitoplancton, a_{ϕ} , se clasificaron en relación a su tamaño o magnitud (m^{-1}), obteniendo 16 espectros relacionados a la zona costera y 11 con características más oceánicas. En este trabajo sólo se muestran los espectros más representativos para las zonas costera y oceánica (fig. 4a). El ANOVA de la variable a_{ϕ} (440 nm) entre estaciones oceánicas no mostró diferencias significativas, por lo que fue posible agruparlas en una sola área fitogeográfica denominada A_1 (fig. 4b). Las estaciones oceánicas mostraron concentraciones de clorofila-*a* menores a 0.5 mg m^{-3} . En las estaciones costeras se observaron diferencias fitogeográficas significativas (fig. 5), distinguiéndose dos áreas distintas: la " B_1 " entre Ensenada-San Quintín y frente a Bahía Asunción, y " B_2 " que se localizó frente a Punta Baja y al sur del área de estudio, dentro del Golfo de Ulloa.

Figura 3. Distribución de la variabilidad espacial. (a) Nano-microfitoplancton (células l^{-1}); (b) coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton ($a_{\phi(440)}$, m^{-1}) a 10 m de profundidad.

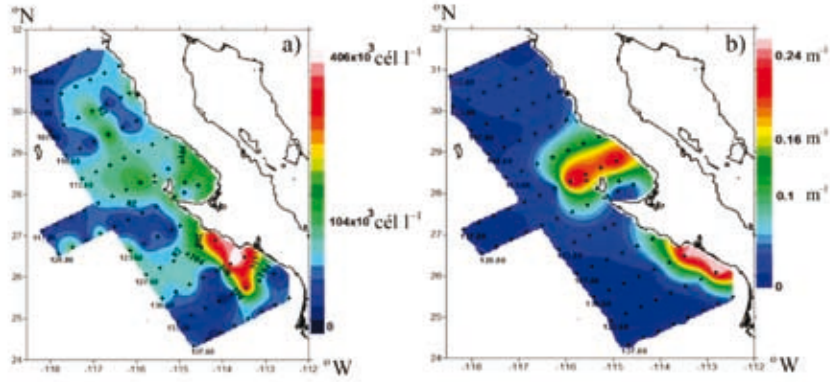
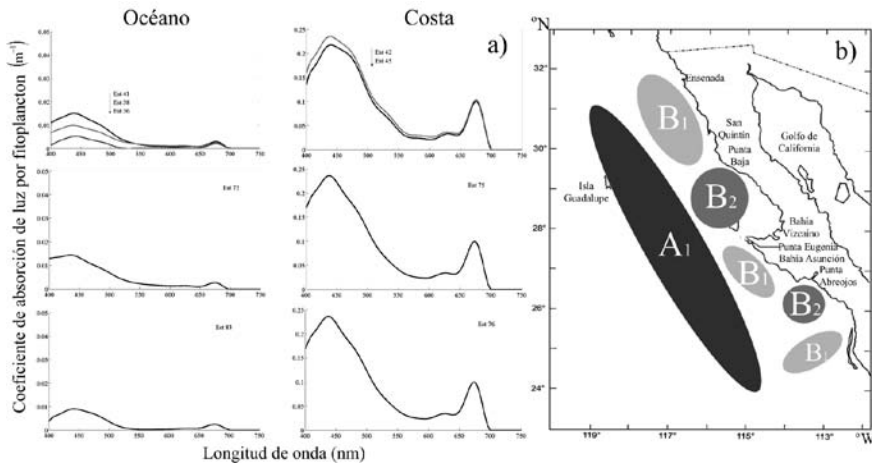
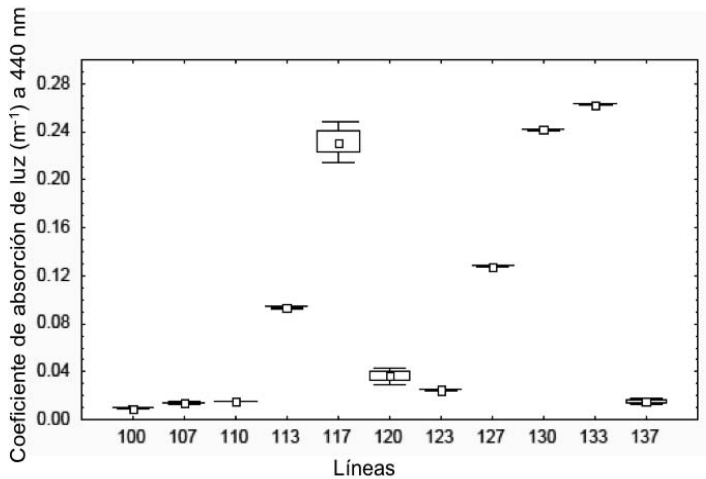


Figura 4. (a) Clasificación de los espectros océano-costa por magnitud del coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton. Las flechas indican las estaciones respecto a su posición en la curva espectral. (b) Distribución fitogeográfica donde A_1 representa las estaciones oceánicas y B_1 y B_2 las costeras.



La mayor abundancia de fitoplancton se localizó cerca de la costa entre Bahía Asunción y Punta Abrejos con un claro dominio del grupo de nano-diatomeas

Figura 5. Variabilidad espacial del coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton ($a_{\phi(440)}$) en las estaciones costeras a 10 m de profundidad.



(5–20 μm). El tipo de células indica la presencia de un reciente evento de surgencia ocasionado por procesos de advección que transportan agua de capas más profundas del océano hacia la superficie, produciendo de esta manera un florecimiento de células tal y como lo reportan Goericke *et al.* (2004) para esta zona de estudio. A diferencia de las estaciones oceánicas en las que se observó poca abundancia de fitoplancton y clorofila *a*, esto posiblemente se debe a un ambiente más oligotrófico con pocos nutrientes y mayor temperatura. La riqueza del fitoplancton mostró una composición taxonómica en diatomeas y dinoflagelados muy similar a la reportada por Millán-Núñez *et al.* (2004) para el invierno de 2001, lo cual indica que la comunidad a nivel de género presenta un patrón consistente e independiente a la época del año. En este estudio la dominancia de células se relacionó con los valores altos del coeficiente de absorción y las bajas temperaturas (de ~14–16 °C), así como con la presencia de los remolinos ciclónicos reportados por Schwing *et al.* (2002) y Duxbury *et al.* (2000). Estos autores consideraron que los remolinos ciclónicos poseen la característica de producir una depresión en la superficie del océano y un flujo de agua hacia ésta, y como consecuencias la termoclina se eleva y la capa superficial se adelgaza. Éstas son algunas de las razones por las que la mayor abundancia del fitoplancton se asocia regularmente con baja temperatura

superficial y alta concentración de nutrientes. Schwing *et al.* (2002) reportaron la presencia de un remolino ciclónico al sur de Punta Eugenia que originó condiciones favorables para el fitoplancton y altas concentraciones de clorofila, principalmente hacia las estaciones costeras de las líneas 127 y 130 (fig. 2).

Los valores altos de la magnitud espectral se localizaron en la zona costera (fig. 4a) coincidiendo con la mayor riqueza taxonómica del fitoplancton, mientras que los espectros de menor magnitud se localizaron en la zona oceánica. Estas magnitudes correspondientes a una menor absorción posiblemente se relacionen con el tamaño pequeño de las células y con el aumento de pigmentos carotenoides (no reportados en este estudio), lo que lleva a hacer hincapié en que las curvas espectrales son el producto de toda la comunidad del fitoplancton retenido por los filtros de fibra de vidrio tipo GF/F con tamaño de poro $\sim 0.7 \mu\text{m}$ e indica en este caso la presencia de organismos del picoplancton que de cierta manera reflejan una magnitud y una forma espectral. Las áreas de distribución fitogeográfica B₁, a pesar de que se localizan en los extremos y el centro de la zona de estudio separados por ~ 1000 km, presentan características similares en su composición taxonómica de fitoplancton.

AGRADECIMIENTOS

Al programa IMECOCAL financiado por el proyecto CONACYT G-35326T. A la tripulación del B/O Francisco de Ulloa por su ayuda durante las maniobras de mar. A los dibujantes JM Domínguez y FJ Ponce por su asesoría en las figuras que aquí se presentan.

REFERENCIAS

- Barnard AH, Zaneveld JR, Pegau WS, Mueller JL, Maske H, Lara-Lara JR, Alvarez-Borrego S, Cervantes-Duarte R, Valdéz-Holguín E. 1999. The determination of PAR levels from absorption coefficient profiles at 490 nm. *Cienc. Mar.* 25: 487-507.
- Cupp EE. 1943. Marine plankton diatoms of the west coast of North America. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* 5: 1-237.
- Duxbury AC, Duxbury AB, Sverdrup KA. 2000. *An Introduction to the World's Oceans*. 6a Edición. McGraw-Hill. 528 pp.
- Falkowski PG, Baber RT, Smetacek V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary productivity. *Science* 281: 200-206.

- Goericke R, Venrick E, Mantyla A, Bograd S, Schwing FB, Huyer A, Smith RL, Wheeler PA, Hooff R, Peterson WT, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdés J, Lavaniegos BE, Hyrenback KD, Sydeman WJ. 2004. The state of the California Current, 2003–2004: a rare “normal” year. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 45: 27–59.
- Hasle GR. 1978. Using the inverted microscope, p. 191–196. En: Sournia A (ed.), *Phytoplankton Manual*. UNESCO. Paris. 335 pp.
- Hasle GR, Syversten EE. 1997. Marine diatoms. En: Tomas RC (ed), *Identifying marine phytoplankton*. Academic Press. Harcourt Brace Company. Pp. 5–361.
- Kirk JTO, Tyler PA. 1986. The spectral absorption and scattering properties of dissolved and particulate components in relation to the underwater light field of some tropical Australian fresh-waters. *Freshwat. Biol.* 16: 573–583.
- Kishino M, Takahashi M, Okami N, Ichimura S. 1985. Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea. *Bull. Mar. Sci.* 37: 634–642.
- Levins R. 1978. *Evolution in changing environments*. Princeton Univ. Press. Princeton. 39–65.
- Licea S, Moreno JL, Santoyo H, Figueroa G. 1996. *Dinoflagelados del Golfo de California*. Universidad Autónoma de Baja California Sur. 165 pp.
- Millán-Núñez E, Lara-Lara JR, Cleveland JS. 1998. Variations in specific absorption coefficients and total phytoplankton in the Gulf of California. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 39: 159–168.
- Millán-Núñez E, Sieracki ME, Millán-Núñez R, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Trees CC. 2004. Specific absorption coefficient and phytoplankton biomass in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 51: 817–826.
- Moreno JL, Licea S, Santoyo H. 1997. *Diatomeas del Golfo de California*. Universidad Autónoma de Baja California Sur. 273 pp.
- Pegau WS, Zaneveld JR, Barnard AH, Maske H, Alvarez-Borrego S, Lara-Lara JR, Cervantes-Duarte R. 1999. Inherent optical properties in the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 25: 469–485.
- Pernetta JC, Milliam JD. 1994. Land-ocean interactions in the coastal zone: Implementation Plan. IGBP Rep. No. 3. Stockholm. 215 pp.
- Preisendorfer RW. 1961. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. *Int. Union Geod. Geophys. Inst. Monogr.* 10: 11 – 30.
- Sakshaug E, Bricaud A, Dandonneau Y, Falkowski PG, Kiefer DA, Legendre L, Morel A, Parslow J, Takahashi M. 1997. Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results. *J. Plankton Res.* 19: 1637–1670.

- Schwing FB, Moore CS, Ralston S, Sakuma KM. 2002. Record coastal upwelling in the California Current in 1999. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 41: 148–160.
- Sieracki ME, Haugen EM, Cucci TL. 1995. Overstimulation of heterotrophic bacteria in the Sargasso Sea: direct evidence by flow and imaging cytometry. *Deep-Sea Res.* 42: 1399–1410.
- Sosik HM, Mitchell BG. 1995. Light absorption by phytoplankton, photosynthetic pigments and detritus in the California Current System. *Deep-Sea Res. I* 42: 1717–1748.
- Thronsen J. 1978. Preservation and storage. En: Sournia A (ed.), *Phytoplankton Manual. Monographs on oceanographic methodology* 6 UNESCO: 69–74.
- Utermöhl H. 1958. Zur vervollkommnung der quantitativen phytoplankton methodik. *Mitt. Int. Verein Theor. Angew. Limnol.* 9: 1–38.
- Yentsch CM, Horan PK, Muirhead K, Dortch Q, Haugen E, Legendre L, Murphy LS, Perry MJ, Phinney D. 1983. Flow cytometry and cell sorting: A technique for analysis and sorting of aquatic particles. *Limnol. Oceanogr.* 28: 1275–1280.

Parámetros fotosintéticos y producción primaria estimada a partir de sensores remotos durante 1999

R Sosa-Ávalos¹, G Gaxiola-Castro², BG Mitchell³,
J Cepeda-Morales²

RESUMEN

Se realizaron cuatro cruceros oceanográficos durante invierno, primavera, verano y otoño de 1999 frente a Baja California, en donde se hicieron 54 curvas fotosíntesis-irradiancia del fitoplancton recolectado a la profundidad correspondiente al 50% de irradiancia superficial. El promedio del coeficiente de máxima utilización de la luz (α^*) fue $4.6 \text{ mgC (mg Cl-a)}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ($\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)⁻¹, con los valores más altos (79% mayores) en primavera. El α^* de verano fue significativamente más bajo ($P < 0.05$) que en las otras estaciones del año. El promedio de la tasa fotosintética máxima (P_{max}^*) fue $58.1 \text{ mgC (mg Cl-a)}^{-1} \text{ d}^{-1}$, con gran variabilidad estacional y el valor máximo en otoño. La clorofila, irradiancia y temperatura superficial del mar de enero, abril, agosto y octubre fueron obtenidas de sensores remotos satelitales, que junto con los parámetros fotosintéticos se usaron para estimar la produc-

¹ Universidad de Colima. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Manzanillo-Cihuatlán km 20. Manzanillo 28860, Colima. rsosa@ucol.mx.

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

³ Scripps Institution of Oceanography. University of California-San Diego. La Jolla 92093, CA. gmitchell@ucsd.edu.

ción primaria. El promedio de la producción primaria de la zona eufótica (PP_{eu}) modelada fue $175 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en verano y $516 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en primavera, y presentó diferencias significativas ($P < 0.05$) entre invierno, verano y otoño. La variación estacional de la PP_{eu} se derivó del incremento en la biomasa fitoplanctónica ocasionado por las surgencias en primavera, y por los vientos Santa Ana en otoño.

Palabras clave: curvas fotosíntesis-irradiancia, parámetros fotosintéticos, producción primaria, sensores remotos, Baja California.

ABSTRACT

Four oceanographic cruises were carried out in winter, spring, summer and autumn 1999 off Baja California, where 54 photosynthesis-irradiance curves were plotted for phytoplankton collected at the 50% surface irradiance depth. The mean maximum light utilization coefficient (α^*) was $4.6 \text{ mg C (mg Cl-a)}^{-1} \text{ d}^{-1} (\text{mol quanta m}^{-2} \text{ d}^{-1})^{-1}$, with highest values (79% higher) in spring. Summer α^* values were significantly lower ($P < 0.05$) in respect to other seasons. The mean maximum photosynthetic rate (P_{max}^*) was $58.1 \text{ mg C (mg Cl-a)}^{-1} \text{ d}^{-1}$, and it showed high seasonal variability and the highest value in autumn. Chlorophyll, irradiance and sea surface temperature for January, April, August and October were obtained from satellite remote sensing, and together with photosynthetic parameters were used for to estimate primary production. The average of the modeled primary production (PP_{eu}) was $175 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in summer and $516 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in spring, with significant differences ($P < 0.05$) between winter, summer and autumn. Seasonal variation of PP_{eu} was due to increased phytoplankton biomass as a result of coastal upwelling in spring, and Santa Ana winds in autumn.

Keywords: photosynthesis-irradiance curves, photosynthetic parameters, primary production, remote sensing, Baja California.

INTRODUCCIÓN

Aunque poco se sabe de su variabilidad espacial y temporal a nivel global, la producción primaria es una componente clave del ciclo global del carbono. La información del color del océano obtenida por sensores remotos constituye actualmente una ventaja, ya que a partir de ella es posible determinar la concentración superfi-

cial de clorofila (C_{sat}) y, en consecuencia, poder estimar las tasas de incorporación del carbono. El principal uso de los datos globales de C_{sat} de los océanos es para estimar la producción primaria (PP) oceánica (Behrenfeld *et al.* 2001); sin embargo, los algoritmos que utilizan la C_{sat} para calcular la PP han tenido mejores resultados cuando ésta se promedia anualmente (Iverson *et al.* 2000), pero no son suficientemente precisos en escalas estacionales o menores. Debido a ello se han desarrollado algoritmos para combinar los datos de C_{sat} con otras variables medidas por sensores remotos como la temperatura superficial del mar (TSM) y la radiación fotosintéticamente disponible (PAR, del acrónimo en inglés; Campbell *et al.* 2002). Estos algoritmos incorporan la respuesta fotosintética del fitoplancton a la luz, temperatura y otras variables ambientales, y algunos otros incorporan modelos de la distribución vertical de tales propiedades dentro de la zona eufótica (Behrenfeld y Falkowski 1997).

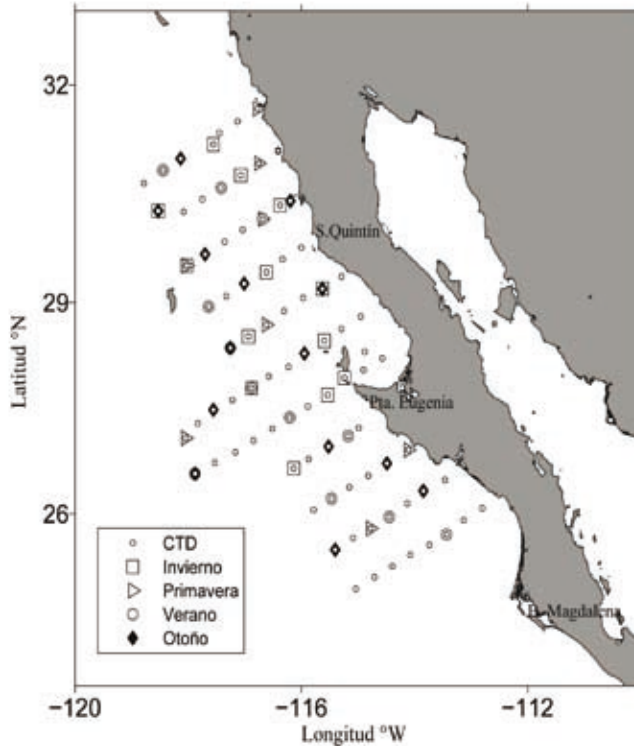
La estimación de la PP de los océanos también requiere determinar la variabilidad espacial y estacional de los parámetros fotosintéticos (coeficiente de máxima utilización de luz, α^* ; tasa fotosintética máxima, P_{max}^*) y algunas de las propiedades bio-ópticas del fitoplancton. El α^* sobreestima la PP en las zonas de la columna de agua limitadas por la irradiancia (Bouman *et al.* 2000). Una posible explicación para esta sobreestimación podría ser que el valor calculado de α^* no sea el más apropiado. Asimismo, los cambios de P_{max}^* son las causas más importantes de la variabilidad de la PP en las zonas superficiales de los océanos con alta irradiancia (Antoine *et al.* 1996).

El objetivo del presente trabajo es calcular los parámetros fotosintéticos (α^* y P_{max}^*) a partir de la relación fotosíntesis-irradiancia y proponer valores medios característicos por estación del año, que permitan estimar la PP frente a Baja California al utilizar información de la concentración de clorofila y PAR derivados de sensores remotos satelitales. Esto será válido para 1999 caracterizado por La Niña.

METODOLOGÍA

En 1999 se realizaron cuatro cruceros oceanográficos frente a Baja California, en invierno (14 al 30 de enero), primavera (30 de marzo al 18 de abril), verano (8 al 22 de agosto) y otoño (4 al 21 de octubre), siguiendo la red de estaciones del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL, fig. 1). Los experimentos fotosíntesis-irradiancia (curvas P-E) se realizaron a bordo, con muestras recolectadas entre las 10:00 y las 14:00 horas, tiempo local, a la

Figura 1. Localización de las estaciones de IMECOCAL. Las estaciones en las que se realizaron experimentos de producción primaria durante los cruceros de invierno, primavera, verano y otoño de 1999 están representadas por los símbolos □, △, ○ y ◆, respectivamente.



profundidad correspondiente al 50% $E_{0(PAR)}$ (irradiancia superficial). Se llevaron a cabo 54 experimentos de curvas P-E, de los cuales 13 se hicieron en invierno, 12 en primavera, 14 en verano y 15 en otoño.

El agua fue recolectada con botellas Niskin de 5 l de capacidad, para llenar 27 botellas planas de poliestireno de 250 ml (Nucleon Inc.), las cuales se inocularon con 100 μ l de $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ ($\sim 5 \mu\text{Ci}$). Las botellas fueron colocadas en un incubador tipo Morel (Babin *et al.* 1994) por ~ 2 horas en un gradiente de luz de 9 $\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{s}^{-1}$ a 900 $\mu\text{mol cuanta m}^{-2} \text{s}^{-1}$ generado por una lámpara de tungsteno-halógeno de 500 w. La tasa de asimilación de carbono (P; $\text{mgC m}^{-3} \text{d}^{-1}$) se obtuvo a partir de la incorporación de ^{14}C durante la incubación, se normalizó con respecto a la clorofila-*a*

(Cl-a) medida a la profundidad del 50% $E_{O(PAR)}$ en cada experimento (P^* ; mgC (mg Cl-a) $^{-1}$ d $^{-1}$). Las muestras de las curvas P-E se analizaron en un contador de centelleo Beckman LS6500. Además, se recogió un litro de agua de diferentes profundidades (0, 10, 20, 50, 100, 150 y 200 m) para determinar la concentración de clorofila (Cl-a) por el método fluorimétrico con un fluorómetro Turner Designs 10-AU-05 (Yentsch y Menzel 1963, Holm Hansen *et al.* 1965) calibrado con Cl-a pura (Sigma), siguiendo las modificaciones de Venrick y Hayward (1984).

El α^* [mgC (mg Cl-a d) $^{-1}$ (mol cuanta m $^{-2}$ d $^{-1}$) $^{-1}$] y la P_{max}^* [mgC (mg Cl-a d) $^{-1}$] fueron calculados con la función hiperbólica descrita por Jassby y Platt (1976): $P^* = P_{max}^* \tanh [E_L \alpha^* / P_{max}^*]$ donde E_L es la irradiancia de la lámpara de tungsteno-halógeno medida en el interior de cada botella en el incubador. El parámetro de saturación E_K (mol cuanta m $^{-2}$ d $^{-1}$) fue definido como la relación P_{max}^* / α^* . Se calcularon los promedios de α^* , P_{max}^* y E_K en el área de estudio para cada estación del año.

Se obtuvieron imágenes compuestas semanales de C_{sat} (mg m $^{-3}$) y de $E_{O(PAR)}$ (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>) con una resolución de 9 km x 9 km. Asimismo, se obtuvieron para los meses de cada crucero las composiciones mensuales de TSM del sensor remoto AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) con una resolución de 9 km x 9 km (<http://podaac-www.jpl.nasa.gov/>). A partir de C_{sat} se calculó el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa (K_{PAR} ; m $^{-1}$) por medio de la expresión descrita por Nelson y Smith (1991):

$$K_{PAR} = 0.04 + 0.0088C_{sat} + 0.054C_{sat}^{0.66} \quad (1)$$

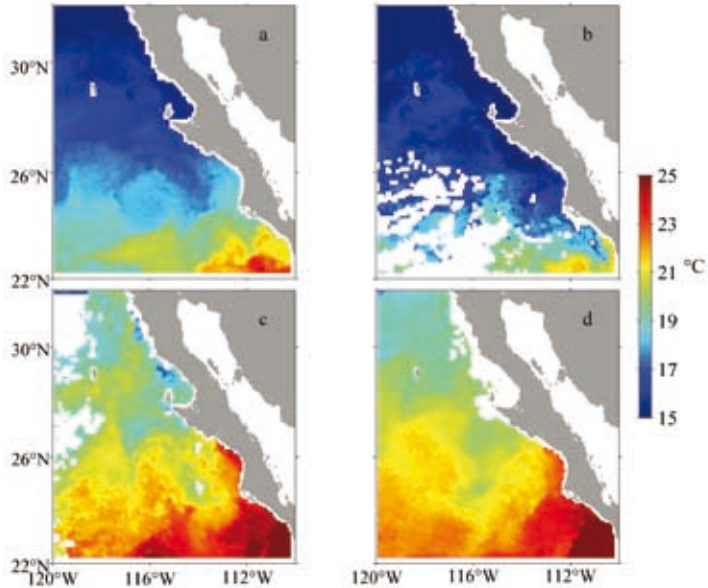
Con las imágenes semanales de $E_{O(PAR)}$ y los datos de K_{PAR} se calculó la irradiancia media dentro de la zona eufótica (E_D ; moles cuanta m $^{-2}$ d $^{-1}$) con la ecuación propuesta por Riley (1957):

$$E_D = \frac{(E_{O(PAR)}) (1 - e^{-K_{PAR}D})}{K_{PAR}D} \quad (2)$$

La profundidad media de la zona eufótica (D ; m) considerada como el 1% de la $E_{O(PAR)}$ se calculó a partir de la siguiente ecuación:

$$D = - \frac{\ln(0.01)}{K_{PAR}} \quad (3)$$

Figura 2. Distribución horizontal de la temperatura superficial del mar derivada del sensor remoto AVHRR frente a Baja California durante 1999: (a) invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño.



La producción primaria integrada en la zona eufótica (PP_{eu} ; $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$) fue determinada con los parámetros fotosintéticos medios correspondientes a cada estación y el modelo descrito por Carr (2002):

$$PP_{eu} = C_{\text{sat}} \times \left[\frac{P_{\text{max}}^* E_D}{(P_{\text{max}}/\alpha^*) + E_D} \right] \times D \quad (4)$$

Para conocer la variabilidad estacional de los parámetros fotosintéticos y de la PP_{eu} se utilizó el análisis estadístico de Kruskal-Wallis en un ANOVA de una vía. Para evaluar las diferencias entre las estaciones del año se aplicó la prueba a posteriori de Tukey. Todos los análisis se realizaron al 5% de significancia.

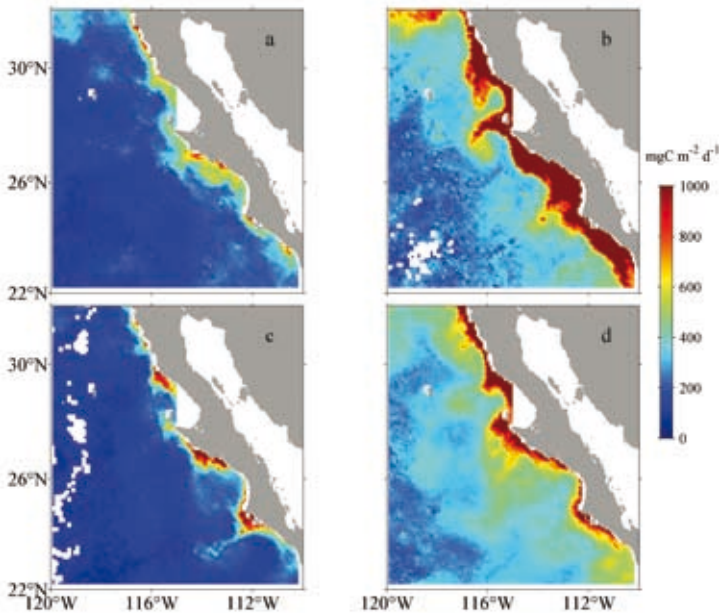
RESULTADOS

En 1999 las TSMs de invierno y primavera fueron las más bajas del año (15–17

°C) en gran parte del área de estudio, con tendencia a incrementarse hacia el sur (fig. 2a, b). En verano y otoño se registraron bajas TSMs (18–20 °C) en la parte norte, que aumentaron hacia el sur hasta 25 °C (fig. 2c, d). La biomasa integrada del fitoplancton (Cl-a) fue de 54.9 mg m⁻² en invierno, 86.3 mg m⁻² en primavera, 68 mg m⁻² en verano y 60 mg m⁻² en otoño (tabla 1), con variaciones estacionales significativas ($P < 0.05$).

Las medias de α^* fueron de 4.1, 6.8, 1.4 y 6.1 mgC (mg Cl-a d)⁻¹ (mol cuanta m⁻² d⁻¹)⁻¹ en invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente (tabla 1). La media de α^* en primavera fue 79% mayor que en verano. El análisis estadístico mostró diferencias significativas entre α^* de verano y las demás estaciones del año ($P < 0.05$). Las P_{max}^* fueron 26 mgC (mg Cl-a d)⁻¹ en invierno, 41.9 mgC (mg Cl-a d)⁻¹ en primavera, 70 mgC (mg Cl-a d)⁻¹ en verano y 94.5 mgC (mg Cl-a d)⁻¹ en otoño (tabla 1). Los valores de P_{max}^* de invierno fueron 72% más bajos que los obtenidos en otoño. Los promedios de E_k fueron 7.1, 6.2, 59.7 y 17.8 mol cuanta

Figura 3. Producción primaria integrada en la zona eufótica estimada a partir del modelo de Carr (2002) frente a Baja California durante: (a) invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño.



$\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ en invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente (tabla 1). El promedio de E_k en verano fue ~89% más alto que el calculado en primavera. Tanto P_{max}^* como E_k mostraron variación estacional significativa ($P < 0.05$).

Durante el invierno (fig. 3a) la PP_{eu} tuvo un mínimo de $73 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ y un máximo de $1443 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$, con un promedio estacional de $198 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (tabla 1). En la zona costera ($\leq 100 \text{ km}$) entre 26°N y 28°N se observaron los máximos valores de PP_{eu} (300 a $600 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$), mientras que en el resto del área la PP_{eu} fue menor a $200 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (fig. 3a). En la primavera PP_{eu} (fig. 3b) estuvo entre 54 y $4476 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$, con un promedio regional de $516 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (tabla 1). Se estimaron altas PP_{eu} que se extendieron fuera de la costa ($\sim 100 \text{ km}$) a lo largo de toda el área de estudio, y fueron más intensas frente a San Quintín, Punta Eugenia y Bahía Magdalena (fig. 3b). En la zona oceánica ($\geq 200 \text{ km}$) al sur de los 29°N se calcularon PP_{eu} menores a $200 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$.

Durante el verano (fig. 3c) los mínimos y máximos de PP_{eu} fueron $34 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ y $2056 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$, respectivamente, con una media de $175 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (tabla 1). Las PP_{eu} altas se estimaron sólo en algunas áreas de la costa (al sur de

Tabla 1. Parámetros fotosintéticos del fitoplancton [α^* $\text{mgC (mg Cl-a d)}^{-1}$ (mol cuanta $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1})^{-1}$; P_{max}^* $\text{mgC (mg Cl-a d)}^{-1}$; E_k mol cuanta $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$] derivados de los experimentos fotosíntesis-irradiancia realizados frente a Baja California durante 1999. Producción primaria integrada en la zona eufótica [PP_{eu} ; $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$] estimada con el modelo de Carr (2002) y datos satelitales, concentración de clorofila (mg m^{-2}). Los números entre paréntesis representan el error estándar de la media y n se refiere al número de datos por estación del año.

Crucero	α^*	P_{max}^*	E_k	n	Cl-a	n	PP_{eu}
Invierno	4.1 (1.0)	26.0 (3.9)	7.1 (0.5)	76	54.9 (6.1)	9242	198 (1.3)
Primavera	6.8 (1.1)	41.9 (6.3)	6.2 (0.4)	69	86.3 (10.8)	9152	516 (5.5)
Verano	1.4 (0.2)	70.0 (6.5)	59.7 (2.6)	82	68.0 (5.7)	9053	175 (1.7)
Otoño	6.1 (0.2)	94.5 (5.6)	17.8 (1.2)	86	60.0 (7.1)	9238	421 (2.7)

San Quintín, al sur de Punta Eugenia y frente a Bahía Magdalena), mientras que en la mayor parte de la zona de estudio se observaron PP_{eu} bajas (fig. 3c). En otoño (fig. 3d) la media de PP_{eu} fue $421 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (tabla 1), con un intervalo de 149 a $3531 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. La PP_{eu} se incrementó en la zona costera a todo lo largo de la Península de Baja California con valores mayores a $600 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; sin embargo, a distancias mayores de 200 km de la costa se observaron valores entre 400 y $600 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en gran parte del área de estudio (fig. 3d).

La PP_{eu} mostró variación estacional ($P < 0.05$) durante 1999. Asimismo, las diferencias entre los valores de PP_{eu} fueron estadísticamente significativas ($P < 0.05$) entre las estaciones del año.

DISCUSIÓN

Las bajas TSMs en invierno y primavera denotan la presencia del efecto de La Niña en la región, el cual desaparece hacia el verano y otoño al incrementarse la temperatura superficial. La biomasa del fitoplancton presentó los valores más altos en primavera como resultado de los intensos eventos de surgencia costera (Durazo y Baumgartner 2002).

El promedio general de α^* durante 1999 para la región IMECOCAL fue $4.6 \text{ mgC (mg Cl-a d)}^{-1} (\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ d}^{-1})^{-1}$, el cual es ~ 2 veces mayor a los $2.64 \text{ mgC (mg Cl-a d)}^{-1} (\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ d}^{-1})^{-1}$ usados por Carr (2002) en los grandes sistemas de surgencias costeras. Los altos valores de α^* en la primavera parecen estar relacionados con la abundancia de diatomeas que dominaron sobre los dinoflagelados (Sosa-Ávalos 2002). Este mismo autor encontró que, para verano, los dinoflagelados y otros flagelados pequeños fueron los grupos fitoplanctónicos dominantes, con bajos valores de α^* en el área de estudio ($1.40 \text{ mgC (mg Cl-a d)}^{-1} (\text{mol cuanta m}^{-2} \text{ d}^{-1})^{-1}$). Cullen y Lewis (1988) observaron en diatomeas un incremento de 2.5 veces en α^* al aumentar la irradiancia de crecimiento, mientras que en cianobacterias α^* disminuye con el aumento de la irradiancia (Kana y Gilbert 1987).

Las bajas P_{max}^* de invierno y primavera se deben a una menor irradiancia de crecimiento y menor TSM ($15\text{--}17 \text{ }^\circ\text{C}$), las cuales podrían tener un efecto negativo sobre la fotosíntesis del fitoplancton. Además, los procesos de mezcla y la advección vertical pudieron transportar hacia la superficie fitoplancton fotoaclimatado a bajas irradiancias de aguas más profundas. Esto se puede observar en los bajos E_k de invierno-primavera que demuestran la aclimatación del fitoplancton a bajos

niveles de irradiancia. El efecto en la disminución de P_{max}^* ha sido observado por Gaxiola-Castro *et al.* (1999) en el fitoplancton de una zona de mezcla intensa del Golfo de California. En verano y otoño los incrementos en la irradiancia y la TSM (16.2–21.4 °C) podrían ser los responsables del aumento de P_{max}^* , debido también a la aclimatación de las células a altas irradiancias cerca de la superficie como resultado de una mayor estratificación. Los altos E_k indicaron que las células fitoplanctónicas se mantuvieron fotoaclimatadas a altas irradiancias. Geider (1993) observó cambios en P_{max}^* entre los diferentes tamaños de células de fitoplancton, donde las diatomeas más grandes tuvieron P_{max}^* bajas a la misma irradiancia de crecimiento. Cullen *et al.* (1992) no encontraron relación entre α^* y los nutrientes, y no siempre encontraron relación de los nutrientes con P_{max}^* . Aguirre-Hernández *et al.* (2004) calcularon los parámetros fotosintéticos para la región IMECOCAL en 1998, y encontraron α^* y P_{max}^* mayores en verano y menores en otoño, mientras que el E_k en verano fue 57% menor que el reportado en el presente trabajo.

La PP_{eu} estimada en primavera fue el resultado del aumento en la concentración de clorofila y de la abundancia del fitoplancton a lo largo de la columna de agua debido a la presencia de intensos eventos de surgencias costeras que transportan hacia la superficie aguas ricas en nutrientes. Durazo y Baumgartner (2002) reportaron fuertes eventos de surgencias costera en primavera de 1999. En otoño, el incremento de PP_{eu} en el área de estudio fue asociado a la presencia de vientos Santa Ana. Sosa Ávalos *et al.* (2005) reportaron tres fuertes eventos Santa Ana en octubre de 1999, los cuales pudieron fertilizar la zona con nutrientes y metales traza (Fe) e incrementar la PP_{eu} . Sosa-Ávalos *et al.* (2007) observaron una gran variabilidad de la PP_{eu} durante 1999 (condición La Niña), con mayor PP_{eu} en primavera y en otoño, similar a lo reportado en el presente estudio. Aguirre-Hernández *et al.* (2004) estimaron la PP_{eu} en 1998 para esta misma región, la cual resultó ~3 veces mayor en verano, pero con valores similares a los observados en otoño.

Carr (2002) estimó un promedio general de PP_{eu} de ~1000 mgC m⁻² d⁻¹ en la Corriente de California de 1997 a agosto de 1999, y Carr y Kearns (2003) reportaron PP_{eu} entre 200 mgC m⁻² d⁻¹ y 500 mgC m⁻² d⁻¹ para el área IMECOCAL. En ambos casos la PP_{eu} fue mayor a los promedios regionales obtenidos en este trabajo. Estas diferencias se deben a que esos autores estimaron la PP_{eu} solamente para la zona costera (sobre la plataforma continental), mientras que en este estudio la media general de PP_{eu} se calculó considerando tanto la zona costera como la oceánica. Otra de las diferencias entre los resultados de Carr (2002) y Carr y Kearns (2003) con este trabajo son los valores de los parámetros fotosintéticos utilizados.

Ellos utilizaron en sus cálculos un promedio de α^* de $2.64 \text{ mg C (mg Cl-a d)}^{-1}$ (mol cuanta $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)⁻¹ y calcularon P_{max}^* con la ecuación de Eppley (1972) a partir de la TSM. En el presente estudio se utilizó el promedio regional por estación del año de los parámetros fotosintéticos derivados de la relación fotosíntesis-irradiancia del fitoplancton presente al nivel del 50% de la irradiancia superficial.

CONCLUSIONES

La variación estacional de los parámetros fotosintéticos se debe a la presencia de diferentes poblaciones de fitoplancton durante el periodo de estudio, a la irradiancia en la zona eufótica y a la temperatura superficial del mar, que afectan la fotoaclimatación de las células fitoplanctónicas. En invierno y primavera el fitoplancton estuvo en general fotoaclimatado a bajas irradiancias, mientras que en verano y otoño se fotoaclimató a altos niveles de irradiancia de crecimiento, como se mostró en los relativamente altos valores de E_k .

Las mayores PPeu durante la primavera fueron el resultado de los intensos eventos de surgencias costeras que se observaron a lo largo de la costa de Baja California, mientras que en otoño las altas PPeu se debieron a los fuertes vientos de Santa Ana que transportaron agua superficial hacia fuera de la costa generando surgencias y aumentando la fertilización de la zona. Estos eventos aumentaron la biomasa fitoplanctónica y, por consiguiente, se incrementó la PPeu en la región de IMECOCAL.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo de todos los investigadores y técnicos que participaron en los cruceros de 1999. Esta investigación fue apoyada por EPCOR, IAI, y por los proyectos de CONACYT, Oceanografía Satelital (DAJJ002/750/00) y G-35236T. El primer autor tuvo beca de doctorado del programa SEP-PROMEP, y una beca complementaria de los proyectos CONACYT G-35326T y DAJJ002/750/00.

REFERENCIAS

Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell BG. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816, doi: 10.1016/j.dsr2.2004.05.015.

- Antoine D, André JM, Morel A. 1996. Oceanic primary production 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochem. Cycles* 10: 57–69.
- Babin M, Morel A, Gagnon R. 1994. An incubator designed for extensive and sensitive measurements of phytoplankton photosynthetic parameters. *Limnol. Oceanogr.* 39: 694–702.
- Behrenfeld MJ, Falkowski P. 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1–20.
- Behrenfeld MJ, Randerson J, McClain C, Feldman G, Los S, Tucker C, Falkowski P, Field C, Fouin R, Esaias W, Kolber D, Pollack N. 2001. Biospheric primary production during an ENSO transition. *Science* 291: 2594–2597.
- Bouman HA, Platt T, Sathyendranath S, Irwin BD, Wernand MR, Kraay GW. 2000. Bio-optical properties of the subtropical North Atlantic. II. Relevance to models of primary production. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 200: 19–34.
- Campbell J, Antoine D, Armstrong R, Arrigo K, Balch W, Barber R, Behrenfeld M, Bidigare R, Bishop J, Carr ME, Esaias W, Falkowski P, Hoepffner N, Iverson R, Kiefer D, Lohrenz S, Marra J, Morel A, Ryan J, Vedernikov V, Waters K, Yentsch C, Yoder J. 2002. Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance. *Global Biogeochem. Cycles* 16:1-14.
- Carr ME. 2002. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Res. II* 49: 59–80.
- Carr ME, Kearns EJ. 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Current Systems. *Deep-Sea Res. II* 50: 3199–3221.
- Cullen JJ, Lewis MR. 1988. The kinetics of algal photoadaptation in the context of vertical mixing. *J. Plank. Res.* 10: 1039–1063.
- Cullen JJ, Yang X, MacIntyre HL. 1992. Nutrient limitation of marine photosynthesis. En: Falkowski PG, Woodhead AD (eds.), *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum Press. Pp. 69–87.
- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Eppley RW. 1972. Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.* 70: 1063–1085.
- Gaxiola-Castro G, Alvarez-Borrego S, Lavín M, Zirino A, Nájera-Martínez S. 1999. Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *J. Plank. Res.* 21: 231–245.

- Geider RJ. 1993. Quantitative phytoplankton physiology: implications for primary production and phytoplankton growth. ICES Marine Science Symposia 197: 52–62.
- Holm Hansen O, Lorenzen CJ, Holmes RW, Strickland JDH. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. *J. Cons. Int. Explor. Mer.* 30: 3–15.
- Iverson RL, Esaias WE, Turpie K. 2000. Ocean annual phytoplankton carbon and new production, and annual export production estimated with empirical equations and CZCS data. *Global Change Biol.* 6: 57–72.
- Jassby AD, Platt T. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.* 21: 540–547.
- Kana TM, Gilbert PM. 1987. Effect of irradiances up to 2000 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ on marine *Synechococcus* WH7803. I. Growth, pigmentation, and cell composition. *Deep-Sea Res.* 34: 479–495.
- Nelson DM, Smith WO. 1991. Sverdrup revisited: critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the irradiance-mixing regime. *Limnol. Oceanogr.* 36: 1650–1661.
- Riley GA. 1957. Phytoplankton of the North Central Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.* 2: 252–270.
- Sosa-Ávalos R. 2002. Estimación de la producción primaria frente a Baja California por sensores remotos. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 158 pp.
- Sosa-Ávalos R, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Mitchell BG. 2005. Efecto de los vientos Santa Ana en las propiedades bio-ópticas frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 31: 339–348.
- Sosa-Ávalos R, Espinosa-Carreón TL, Gaxiola-Castro G. 2007. ¿Causaron las condiciones de La Niña 1999 un incremento en la producción de carbono orgánico frente a Baja California? En: Hernández-de la-Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales y Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Pp. 305–317.
- Venrick EL, Hayward TL. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CalCOFI surveys. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 25: 74–79.
- Yentsch CS, Menzel DW. 1963. A method for the determination of phytoplankton, chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep-Sea Res.* 10: 221–231.

Coeficiente específico de absorción de luz por fitoplancton

R Sosa-Ávalos¹, G Gaxiola-Castro², BG Mitchell³,
J Cepeda-Morales²

RESUMEN

Se realizaron cuatro cruceros oceanográficos en invierno, primavera, verano y otoño de 1999, frente a la costa occidental de Baja California, para determinar la clorofila *a* y el coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton en la zona eufótica. La clorofila superficial y la integrada presentaron los promedios más altos en primavera, de 1.50 mg m⁻³ y 96.44 mg m⁻², que resultaron significativamente diferentes a los de otros cruceros. Estos resultados se deben a eventos de surgencias costeras registrados con mayor intensidad en primavera. El coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton a 440 y 674 nm fue más alto en primavera [0.053 y 0.019 m² (mg Cla-*a*)⁻¹, respectivamente], cuando la clorofila fue menor a 0.5 mg m⁻³ con una diferencia significativa ($P < 0.05$) res-

¹ Universidad de Colima. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Manzanillo-Cihuatlán km. 20. Manzanillo, Colima, 28860. rsosa@uacol.mx.

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

³ University of California San Diego. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California.

pecto a verano y otoño. La magnitud espectral de este coeficiente aumentó mar adentro y disminuyó con la profundidad en primavera y otoño cuando la clorofila fue mayor a 1.0 mg m^{-3} . La variabilidad espacial y temporal del coeficiente específico de absorción del fitoplancton puede ser debida a la concentración de clorofila *a* de las diferentes poblaciones de fitoplancton, a cambios en la composición de pigmentos, al efecto de paquete, a limitación de nutrientes, a la forma y tamaño de las células, y a los procesos físicos.

Palabras clave: Coeficiente específico de absorción de luz del fitoplancton, clorofila *a*, el efecto paquete, IMECOCAL, Baja California.

ABSTRACT

Four oceanographic cruises were carried out in winter, spring, summer and autumn 1999 off the west coast of Baja California to determine chlorophyll *a* and the phytoplankton light specific absorption coefficient through the euphotic zone. Surface and integrated chlorophyll showed highest mean values of 1.50 mg m^{-3} and 96.44 mg m^{-2} in spring, which were different to those obtained for other cruises. These results must to be related with more intense coastal upwelling events in spring. Phytoplankton specific light absorption coefficients at 440 nm and 674 nm were higher in spring [0.053 and $0.019 \text{ m}^2 (\text{mg Cl-a})^{-1}$, respectively], when chlorophyll was lower than 0.5 mg m^{-3} and significantly different ($P < 0.05$) to summer and autumn. The spectral magnitude of this coefficient increased towards the open ocean and decreased with depth in spring and autumn when chlorophyll was $>1.0 \text{ mg m}^{-3}$. The spatial and temporal variability of the phytoplankton specific absorption coefficient can be due to changes in chlorophyll concentration of the different phytoplankton communities, in pigment composition, in packaging effect, nutrient limitation, cell size and shape, and major physical processes.

Key words: Phytoplankton specific absorption coefficient, chlorophyll *a*, package effect, IMECOCAL, Baja California.

INTRODUCCIÓN

La variabilidad de las propiedades ópticas del fitoplancton dentro de la zona eufótica en el océano afecta la penetración de la luz, la producción primaria, la biomasa calculada por sensores remotos y el calentamiento de la capa de mezcla (Sosik y

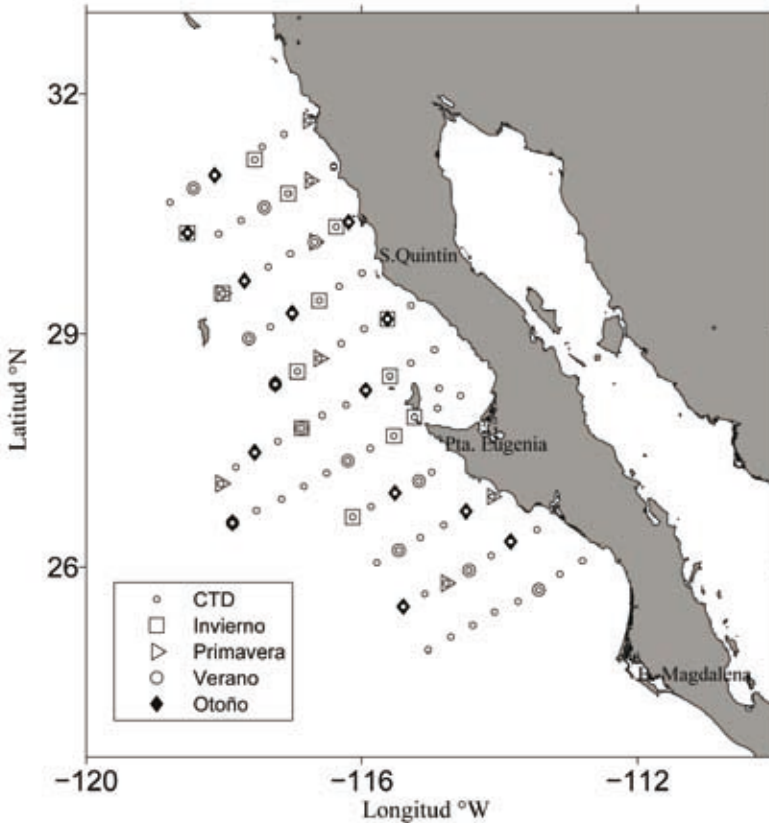
Mitchell 1995). El conocimiento del coeficiente de absorción de luz del fitoplancton es fundamental para entender la variabilidad óptica de las aguas oceánicas, y por tanto, para mejorar los modelos analíticos bio-ópticos, en particular para la interpretación del color del océano. Este conocimiento es también necesario para predecir que porción de la energía de la luz es absorbida por las algas y utilizada en la fotosíntesis. Por ello, en los últimos años se han estudiado ampliamente los coeficientes de absorción espectral de poblaciones de algas ($a_{\phi(\lambda)}$) y sus variaciones a diferentes escalas espaciales y temporales en numerosas regiones del océano (Babin *et al.* 2003). Estos estudios han mostrado que el coeficiente específico de absorción de luz del fitoplancton [$a_{\phi(\lambda)}^*$; $\text{m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$] varía de acuerdo con cambios en (1) la composición celular de pigmentos y (2) el efecto paquete de los pigmentos. Este efecto depende del tamaño de la célula y la concentración intracelular de los pigmentos (Morel y Bricaud 1981). Las variaciones en la composición de pigmentos o empaquetamiento de los pigmentos resultan de cambios en la población o de la fotoaclimatación dentro de ella, y generalmente reflejan cambios en los factores ambientales (irradiancia disponible, concentración de nutrientes, etc.).

A pesar de su gran variabilidad los coeficientes $a_{\phi(\lambda)}$ tienen una relación inversa con la concentración de clorofila a [Cla- a]. La relación estadística observada entre $a_{\phi(\lambda)}$ y [Cla- a] indica la existencia de covariaciones entre el contenido de Cla- a , las proporciones de pigmentos accesorios con relación a la Cla- a , y el tamaño de las poblaciones algales. Generalmente se admite que el promedio del tamaño de las células se incrementa de aguas oligotróficas a eutróficas (Yentsch y Phinney 1989), mientras que la relación de pigmentos no-fotosintéticos a Cla- a tiende a disminuir (Bricaud *et al.* 1995). El objetivo del presente estudio fue determinar la variabilidad espacial y temporal de la biomasa fitoplanctónica y la del coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton frente a Baja California en 1999.

METODOLOGÍA

Durante 1999 se realizaron cuatro cruceros oceanográficos en invierno, primavera, verano y otoño en la región sur de la Corriente de California dentro del programa IMECOCAL (24–32°N y 112–120°W; fig. 1) para determinar la concentración de Cla- a y el $a_{\phi(\lambda)}^*$. Los cruceros de invierno, primavera y otoño se hicieron a bordo del B/O Francisco de Ulloa de CICESE, y el de verano a bordo del B/O El Puma de la UNAM.

Figura 1. Localización de las estaciones del programa IMECOCAL. Estaciones donde se tomaron muestras para determinar el coeficiente específico de absorción por el fitoplancton ($\sigma_{\phi(\lambda)}^*$) durante los cruceros de invierno (\square), primavera (\triangle), verano (\circ) y otoño (\blacklozenge) de 1999.



En cada crucero se calculó, en una estación diaria, el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa [$K_{d(\text{PAR})}$] mediante la lectura de un disco de Secchi (LDS) de 30 cm de diámetro utilizando la relación empírica $K_{d(\text{PAR})} = 1.7/\text{LDS}$, con la cual se calcularon las profundidades de muestreo que correspondieran a 100, 50, 30, 20, 10 y 1% de la irradiancia superficial ($E_{0(\text{PAR})}$) de acuerdo con la ley de Lambert-Beer. Idso y Gilbert (1974) encontraron que este valor de 1.7 siempre proporcionó estimaciones de $K_{d(\text{PAR})}$ muy similares al compararlas con coeficientes medidos ópticamente en un amplio intervalo de claridad de aguas (de turbias a claras en el océano). Las muestras de agua fueron recolectadas con botellas Niskin

de 5 l de capacidad, de los cuales se filtraron 2 l de agua de las profundidades mencionadas, así como de las profundidades de referencia (0, 10, 20, 50, 100, 150 y 200 m), con filtros Whatman GF/F de 0.70 μm de tamaño de poro que fueron congelados inmediatamente en nitrógeno líquido. Los pigmentos fueron extraídos con acetona al 90% en frío y oscuridad por 24 horas (Venrick y Hayward 1984). Las concentraciones de clorofila y feopigmentos antes y después de acidificar con ácido clorhídrico al 10% fueron determinadas por el método fluorimétrico con un fluorómetro Turner Designs 10-AU-05 (Yentsch y Menzel 1963, Holm Hansen *et al.* 1965) calibrado con Cla-*a* pura (Sigma).

El coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton fue determinado en las profundidades correspondientes a 100, 50, 30, 20 10 y 1% de $E_{O(\text{PAR})}$ que representa la irradiancia superficial. Se filtraron 2 l de agua con filtros Whatman GF/F e inmediatamente se congelaron en nitrógeno líquido. Las mediciones de la densidad óptica de las muestras se hicieron con un espectrofotómetro Varian Cary 1E UV-visible con doble haz de luz de acuerdo a la metodología descrita por Mitchell *et al.* (2003). Los espectros de absorción fueron corregidos por la amplificación de la trayectoria, o factor β , el cual fue estimado empíricamente mediante la diferencia entre la densidad óptica del filtro de la muestra y la densidad óptica del blanco multiplicado por C_2 (0.655) y sumado a C_1 (0.392) (Mitchell *et al.* 2003). Después de determinar los espectros de absorción de partículas totales se extrajeron los pigmentos con metanol frío durante una hora y los filtros se enjuagaron con agua de mar filtrada. Los blancos de referencia fueron también tratados con metanol frío. Esto da como resultado la componente de absorción por partículas no pigmentadas más absorción por seston, algunas veces referidas como detritos totales. La absorbancia de los datos se usó para calcular el coeficiente de absorción por partículas totales y por detritos totales, y de la diferencia entre ambos resulta el coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton. Los coeficientes específicos de absorción por partículas [$a_{p(\lambda)}^*$], detritos [$a_{d(\lambda)}^*$] y fitoplancton [$a_{\phi(\lambda)}^*$] fueron calculados normalizándolos a la concentración de clorofila *a* + feofitina, medidas con el método fluorimétrico. En total se analizaron 282 muestras.

Las variaciones en la concentración de clorofila superficial e integrada en la columna de agua y en el coeficiente específico de absorción de luz por el fitoplancton fueron analizadas con el método Kruskal-Wallis para ANOVA de una vía. Para determinar las diferencias significativas entre los cruceros se utilizó la comparación múltiple por rangos.

RESULTADOS

La media de la clorofila superficial fue de 0.61, 1.50, 0.47 y 0.42 mg m⁻³ en invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente, que resulta ~3.5 veces mayor en primavera que en otoño. Se encontraron diferencias significativas ($P < 0.05$) entre las estaciones del año, donde la clorofila superficial de primavera fue diferente a la de invierno, verano y otoño. La biomasa fitoplanctónica (Cla-*a*) integrada en la columna de agua presentó variación temporal entre la primavera y el invierno y otoño. Las medias de Cla-*a* fueron 64 mg m⁻² en invierno, 96 mg m⁻² en primavera, 74 mg m⁻² en verano y 63 mg m⁻² en otoño.

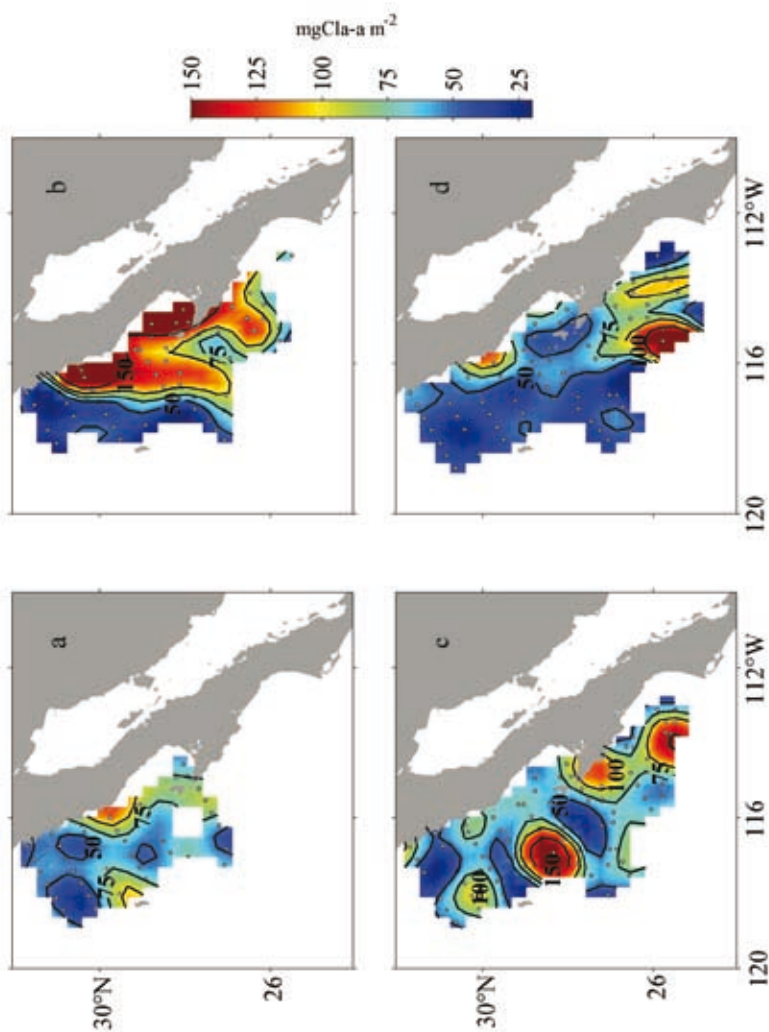
La distribución espacial de Cla-*a*, entre 20 y 120 mg m⁻² en invierno, mostró un incremento del océano hacia la costa en gran parte del área de estudio (fig. 2a); durante primavera registró máximos cerca de la costa (≥ 200 mg m⁻²) frente a San Quintín y Bahía Vizcaíno, con valores intermedios de 100 mg m⁻² observados a distancias mayores de 100 km de la costa, y concentraciones ≤ 60 mg m⁻² en la zona oceánica (fig. 2b). En verano la Cla-*a* fue mayor (hasta 333 mg m⁻²) en la zona oceánica (entre 28–29°N), aunque en la mayoría del área incluyendo la zona costera fue entre 60 y 80 mg m⁻² (fig. 2c). El otoño (fig. 2d) se caracterizó por presentar Cla-*a* > 80 mg m⁻² cerca de la costa entre 29–30°N, y baja (40 mg m⁻²) en gran parte de la región. En la zona oceánica al sur del área se observaron máximos de biomasa fitoplanctónica (> 100 mg m⁻²).

El promedio de $a_{\phi(440)}^*$ fue 0.053 m² (mg Cla-*a*)⁻¹ en invierno y primavera, 0.045 m² (mg Cla-*a*)⁻¹ en verano y 0.041 m² (mg Cla-*a*)⁻¹ en otoño, ~23% menor que en invierno y primavera. Los promedios de $a_{\phi(674)}^*$ fueron 0.016, 0.019, 0.012 y 0.010 m² (mg Cla-*a*)⁻¹ en invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente; esto es 47% menor en otoño que en primavera, mientras que los coeficientes específicos a 440 y 674 nm de invierno y primavera fueron significativamente diferentes a los de verano y otoño.

Debido a que en primavera se presentaron surgencias costeras y en otoño se tuvo el efecto de vientos de Santa Ana, en este trabajo sólo se muestra con fines comparativos la variabilidad espacial de $a_{\phi(440)}^*$ y $a_{\phi(674)}^*$ a tres profundidades (las correspondientes a 100, 10 y 1% de $E_{O(PAR)}$) de los cruceros de primavera y otoño.

La variación espacial de $a_{\phi(440)}^*$ en la superficie durante la primavera presentó valores altos > 0.08 m² (mg Cla-*a*)⁻¹ cerca de la costa en la parte norte de la región, con un incremento en el sur hacia la zona oceánica. Los bajos valores a 440 nm [0.04–0.06 m² (mg Cla-*a*)⁻¹] se observaron en gran parte de la región desde

Figura 2. Variación espacial en la concentración de clorofila- a (mg m^{-2}) integrada en la columna de agua de las estaciones IMECCOAL en (a) invierno, (b) primavera, (c) verano y (d) otoño.



la costa hacia el océano (fig. 3a). A la profundidad correspondiente a 10% de la $E_{O(PAR)}$ el valor del coeficiente se incrementó de la zona costera hacia el océano y con la latitud (de norte a sur), con valores de 0.01 a $0.12 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$ (fig. 3b). La variación espacial al 1% de la irradiancia superficial tuvo valores bajos de 0.03 a $0.04 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$ en la mayoría del área de estudio desde la costa hasta el océano, con tendencia a incrementarse hacia el sur (fig. 3c).

La distribución espacial superficial de $a_{\phi(674)}^*$ (fig. 3d) mostró el mismo comportamiento que a 440 nm , con valores máximos cerca de la costa en el norte [$>0.024 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$] y la tendencia a incrementarse hacia el sur del área de estudio. La variación espacial a la profundidad del 10% de $E_{O(PAR)}$ aumentó de la costa hacia el océano de 0.003 a $0.021 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$, y de norte a sur con valores $>0.024 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$ (fig. 3e). En el 1% de $E_{O(PAR)}$ se observó un patrón de distribución con valores bajos en el norte y altos en el sur (fig. 3f).

En otoño (fig. 4a, b) la variación espacial de $a_{\phi(440)}^*$ tanto en la superficie como a 10% de $E_{O(PAR)}$ aumentó de la costa hacia el océano, y se presentaron dos zonas con altos coeficientes, una entre 29 – 30°N y otra al sur de 27°N , con valores superiores a $0.05 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$ (fig. 4c). Además, se encontraron valores bajos [$<0.03 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$] en la zona costera a lo largo del área de estudio. Asimismo, en la profundidad correspondiente a 1% de $E_{O(PAR)}$ se observaron $a_{\phi(440)}^*$ cercanos a $0.05 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$ desde la porción media hacia el océano al norte de 27°N ; al sur de esta latitud los valores altos se localizaron en la porción media del área y frente a Punta Eugenia (fig. 4c). La distribución espacial de $a_{\phi(674)}^*$ en las profundidades correspondientes al 100, 10 y 1% de $E_{O(PAR)}$ (fig. 4d, e) mostró el mismo comportamiento que $a_{\phi(440)}^*$ a las mismas profundidades, con tendencias a aumentar de la costa al océano en el norte y hacia el sur del área de estudio, excepto en el 1% donde $a_{\phi(674)}^*$ presentó valores entre 0.01 – $0.02 \text{ m}^2 (\text{mg Cla-}a)^{-1}$ en la porción central frente a Punta Eugenia (fig. 4f).

La magnitud de los espectros de $a_{\phi(\lambda)}^*$ en primavera fue alta cuando la concentración de Cla-*a* fue menor a 0.5 mg m^{-3} , y disminuyó de manera sistemática al aumentar la Cla-*a* ($>1.0 \text{ mg m}^{-3}$; fig. 5a–c). La variación en la magnitud de estos espectros fue menor al 1% de $E_{O(PAR)}$ (fig. 5c), con la mayor variabilidad en la superficie y al 10% de $E_{O(PAR)}$ (fig. 5a, b). En otoño la magnitud de los espectros fue $\sim 20\%$ menor que en primavera, mostrando la misma tendencia: valores altos cuando la Cla-*a* fue $<0.50 \text{ mg m}^{-3}$, que disminuyen al incrementar la clorofila ($>1.0 \text{ mg m}^{-3}$; fig. 5d–f), y mayores cambios en los espectros de $a_{\phi(\lambda)}^*$ al 100 y 10% de $E_{O(PAR)}$. La disminución en la magnitud de los espectros evidenció el efecto de paquete, que fue más notorio en primavera.

Figura 3. Distribución espacial del coeficiente específico de absorción de luz del fitoplancton a 440 y 674 nm [$a_{\phi(440)}^*$ y $a_{\phi(674)}^*$, respectivamente; m^2 (mg Cla-a) $^{-1}$] a tres profundidades de muestreo de primavera: 100% (a y d, respectivamente), 10% (b y e, respectivamente), y 1% (c y f, respectivamente) de $E_{0(PAR)}$.

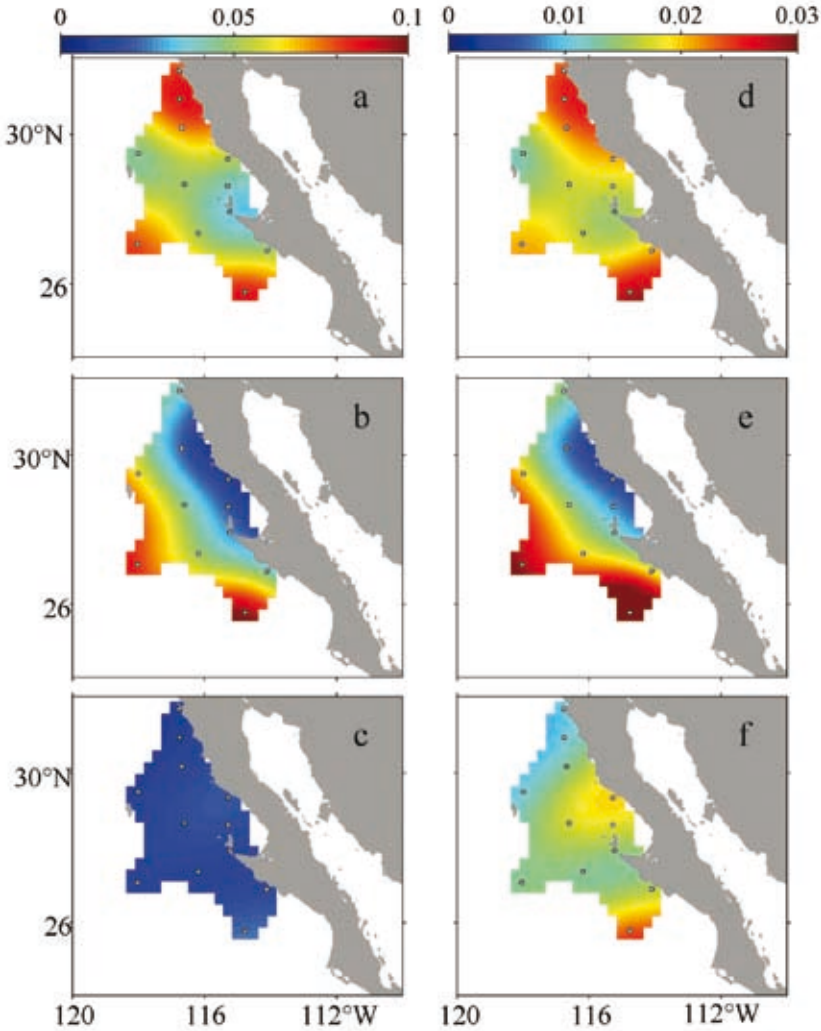


Figura 4. Distribución espacial del coeficiente específico de absorción de luz del fitoplancton [$\text{m}^2 (\text{mg Cla-a})^{-1}$] a 440 y 674 nm ($\sigma_{\phi(440)}^*$ y $\sigma_{\phi(674)}^*$, respectivamente), a tres profundidades de muestreo en otoño: 100% (a y d, respectivamente), 10% (b y e, respectivamente), y 1% (c y f, respectivamente) de $E_{0(\text{PAR})}$.

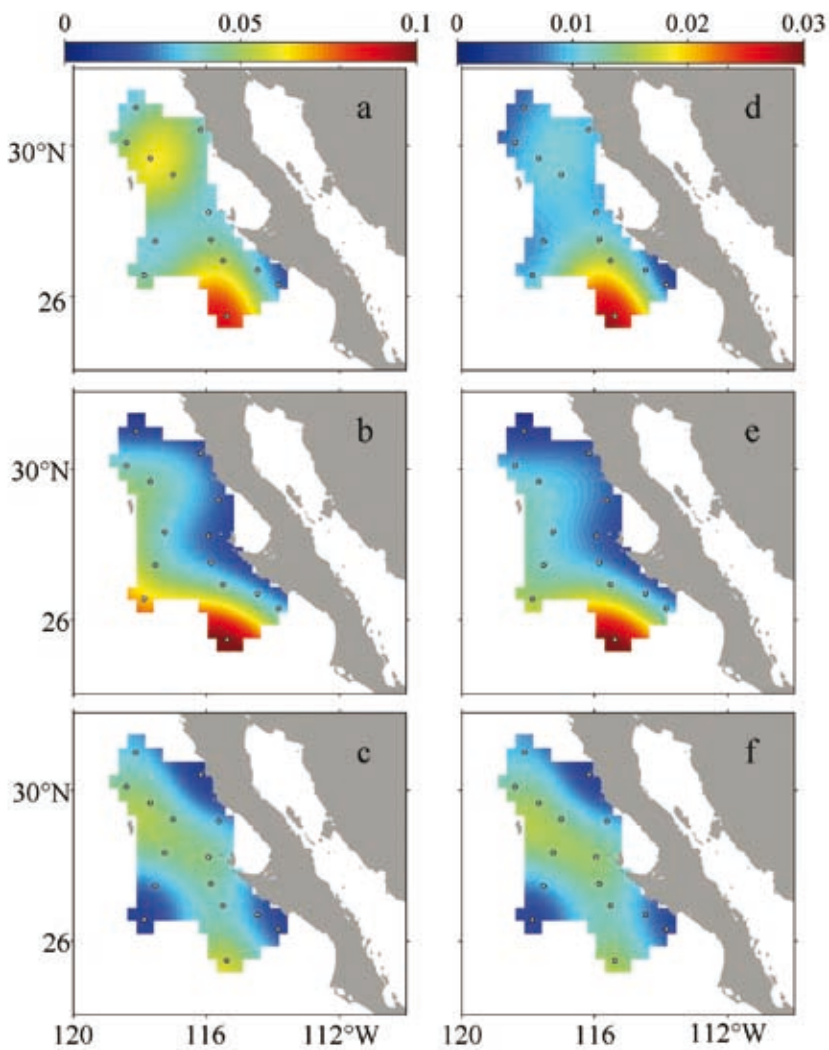
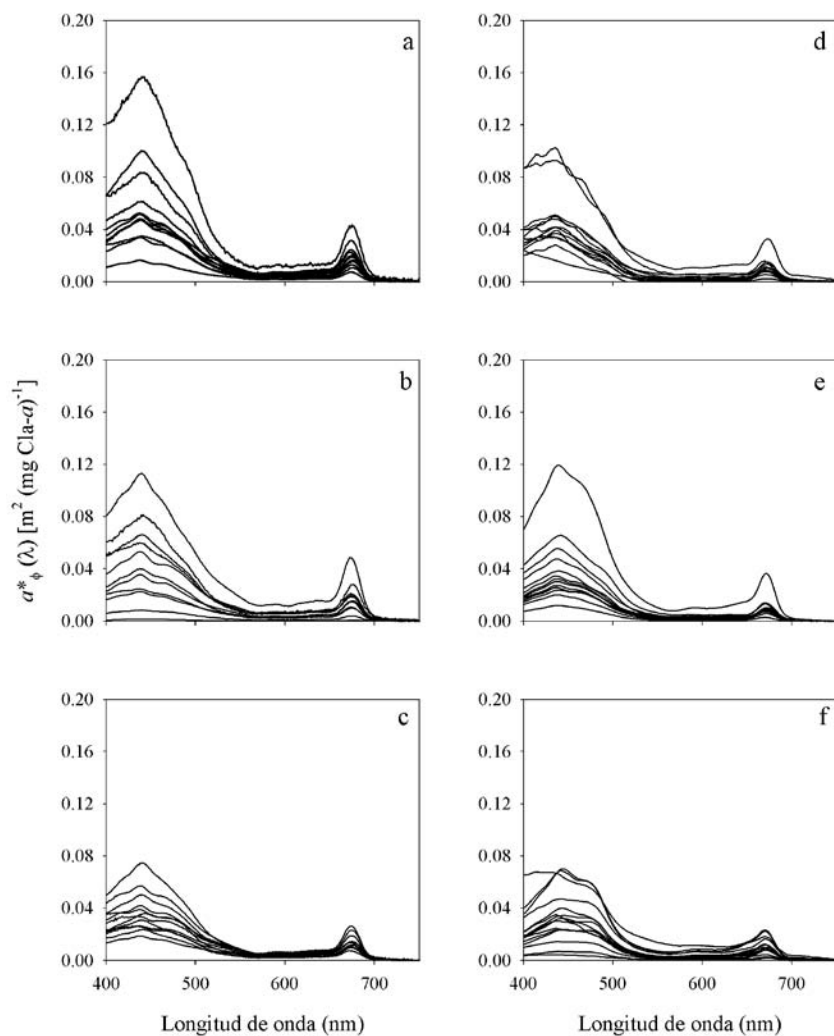


Figura 5. Variación espectral del coeficiente específico de absorción del fitoplancton [$a_{\phi(\lambda)}^*$; $\text{m}^2 (\text{mg Cla-a})^{-1}$] con respecto a las profundidades correspondientes a 100, 10 y 1% de $E_{0(\text{PAR})}$ en primavera (a, b y c) y otoño (d, e, f).



DISCUSIÓN

Las altas concentraciones de *Cla-a* superficial e integrada en la columna de agua de la primavera estuvieron asociadas con aguas superficiales de baja temperatura (13–17 °C) y alta salinidad (33.6–34.0), como resultado del esfuerzo del viento y procesos de mezcla en la región sur de la Corriente de California que favorecieron la formación de fuertes eventos de surgencias costeras reportados para esta época del año (Durazo y Baumgartner 2002). Lavaniegos *et al.* (2002) observaron que la clorofila fue mayor frente a Baja California durante La Niña 1999 en comparación con lo observado en las estaciones cubiertas por el programa CalCOFI en el sur de California.

La gran variabilidad espacial observada en $a_{\phi(440)}^*$ y $a_{\phi(674)}^*$ en superficie, 10 y 1% de $E_{O(PAR)}$ en primavera y otoño, con tendencias a aumentar de la costa al océano y de norte a sur, indicaron disminución en el tamaño del fitoplancton (Millán-Núñez *et al.* 2004). Esta variación fue mayor a 440 nm en la superficie en ambos cruceros y disminuyó hacia el 1% de $E_{O(PAR)}$, con cambios más significativos en primavera que en otoño. Los promedios de $a_{\phi(440)}^*$ fueron similares a los reportados por Sosik y Mitchell (1995) en la red de estaciones de CalCOFI en 1991 y 1992. Aguirre-Hernández *et al.* (2004) y Millán-Núñez *et al.* (2004) determinaron $a_{\phi(440)}^*$ y $a_{\phi(674)}^*$ en la región de IMECOCAL en julio y octubre de 1998, y enero de 2001, respectivamente, y sus resultados fueron similares a los obtenidos en este trabajo. Barocio-León *et al.* (2006) reportaron valores de $a_{\phi(440)}^*$ y $a_{\phi(674)}^*$ en el área de estudio de 0.025–0.281 m² (mg *Cla-a*)⁻¹ y 0.014–0.087 m² (mg *Cla-a*)⁻¹, respectivamente para noviembre de 2002, que son valores ~69 y 71% mayores a los obtenidos en el presente trabajo, pero no encontraron tendencias a aumentar hacia el océano.

La relación de los máximos de absorción entre las bandas espectrales azul y roja ($a_{\phi(440)}^* : a_{\phi(674)}^*$) presentó promedios altos de 2.7 a 3.8 en primavera y otoño, respectivamente. Las razones entre estos coeficientes en la superficie fueron >3.0 y disminuyeron a 2.5 al 1% de $E_{O(PAR)}$ en primavera. En otoño la razón fue >4.0 en la superficie y decreció a 3.3 hacia aguas más profundas. La alta relación de $a_{\phi(440)}^* : a_{\phi(674)}^*$ ha sido asociada con comunidades de fitoplancton dominadas por células pequeñas como cianofitas y proclorofitas. Sosik y Mitchell (1995) y Millán-Núñez *et al.* (2004) mostraron relaciones similares a las encontradas en este trabajo y concluyeron que los valores altos de $a_{\phi(440)}^* : a_{\phi(674)}^*$ se debieron a la presencia de cianofitas y proclorofitas.

En algunos espectros de $a_{\phi(\lambda)}^*$ de las profundidades correspondientes al 10 y 1% de $E_{O(\text{PAR})}$ se observó absorción de la luz entre 470 y 480 nm, y entre 590 y 650 nm. Los máximos de absorción a estas longitudes de onda son diferentes a la absorción de la Cla-*a* (440 y 674 nm) que contribuyó con menos del 20% a la variabilidad de los espectros de absorción. La absorción de luz a estas longitudes de onda pudo ser debida a la presencia de pigmentos fotoprotectores, pigmentos fotosintéticos y de divinil clorofila *a* y *b* (Barocio-León *et al.* 2006).

La disminución en la magnitud de $a_{\phi(\lambda)}^*$ con la profundidad (hacia el 1% de $E_{O(\text{PAR})}$) puede ser el resultado de la fotoaclimatación, la relación entre pigmentos fotosintéticos y fotoprotectores, absorción de detritos y el efecto paquete (Bricaud *et al.* 1998). Los valores altos están generalmente asociados con células pequeñas ($\sim 1.0 \mu\text{m}$) como cianofitas y proclorofitas, las cuales presentan baja concentración de clorofila y menor efecto paquete (Sosik y Mitchell 1995, Bricaud *et al.* 1995), como se ha observado lejos de la costa y hacia el sur del área. Los valores bajos de los espectros de los $a_{\phi(\lambda)}^*$ medidos cerca de la costa pueden ser debidos a la presencia de células grandes ($\sim 5.0 \mu\text{m}$), como diatomeas y dinoflagelados, que presentan alta concentración de clorofila y mayor efecto paquete (Bricaud *et al.* 1999).

CONCLUSIONES

La variación espacial y temporal de la Cla-*a* superficial e integrada en la columna de agua estuvo asociada a eventos de surgencia registrados principalmente en primavera. La clorofila en ese periodo fue significativamente diferente a las otras estaciones del año.

Los valores de $a_{\phi(440)}^*$ y $a_{\phi(674)}^*$ fueron significativamente mayores en invierno y primavera con relación a verano y otoño; su distribución espacial mostró incrementos de la costa al océano y de norte a sur como resultado de las variaciones en la concentración de Cla-*a* entre las estaciones del año y en las poblaciones de fitoplancton, del efecto de paquete, y de la fotoaclimatación de las células, variaciones que afectan la composición de los pigmentos fotosintéticos.

La magnitud de los espectros de $a_{\phi(\lambda)}^*$ disminuyó con la profundidad y hacia la costa cuando la clorofila fue mayor a 1.0 mg m^{-3} en primavera y otoño. Además, la gran relación entre $a_{\phi(440)}^* : a_{\phi(674)}^*$ estuvo asociada con comunidades del fitoplancton dominadas por células pequeñas como cianofitas y proclorofitas, las cuales muestran un menor efecto de paquete que células grandes como diatomeas y dinoflagelados. Este efecto de paquete fue mayor cerca de la costa, en la superficie y a la profundidad del 10% de $E_{O(\text{PAR})}$.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a todos los investigadores y técnicos que participaron en los cruceros de IMECOAL en 1999. A S Storm y J Weiland por su ayuda en el trabajo de laboratorio en SIO-UCSD. Esta investigación fue apoyada por EPCOR, IAI, y por los proyectos de CONACYT Oceanografía Satelital (DAJJ002/750/00) y G-35236T. El primer autor tuvo beca de doctorado del programa SEP-PROMEP y una beca complementaria de los proyectos CONACYT G-35326T y DAJJ002/750/00.

REFERENCIAS

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell BG. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816.
- Babin M, Stramski D, Ferrari GM, Claustre H, Bricaud A, Obolensky G, Hoepffner N. 2003. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *J. Geophys. Res.* 108: 3211, doi: 10.1029/2001JC000882.
- Barocio-León OA, Millán-Núñez R, Santamaría-del-Ángel E, González-Silvera A, Trees CC. 2006. Spatial variability of phytoplankton absorption coefficients and pigments off Baja California during November 2002. *J. Oceanogr.* 62: 873–885.
- Bricaud A, Babin A, Morel A, Claustre H. 1995. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization. *J. Geophys. Res.* 100: 13,321–13,332.
- Bricaud A, Morel A, Babin M, Allali K, Claustre H. 1998. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll *a* concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models. *J. Geophys. Res.* 103: 31,033–31,044.
- Bricaud A, Allali K, Morel A, Marie D, Veldhuis MJW, Partensky F, Vaulot D. 1999. Divinyl chlorophyll *a*-specific absorption coefficients and absorption efficiency factors for *Prochlorococcus marinus*: kinetics of photoacclimation. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 188: 21–32.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Holm Hansen O, Lorenzen CJ, Holmes RW, Strickland JDH. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. *J. Cons. Int. Explor. Mer.* 30: 3–15.

- Idso SB, Gilbert RG. 1974. On the universality of the Poole and Atkins secchi disk-light extinction equation. *J. Appl. Ecol.* 11: 399–401.
- Lavaniegos BE, Jiménez-Pérez 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.
- Millán-Núñez E, Sieracki ME, Millán-Núñez R, Lara-Lara JR, Gaxiola-Castro G, Trees CC. 2004. Specific absorption coefficient and phytoplankton biomass in the southern region of the California Current. *Deep-Sea Res. II* 51: 817–826.
- Mitchell B G, Kahru M, Wieland J, Stramska M. 2003. Determinations of spectral absorption coefficients of particles, dissolved material and phytoplankton for discrete water samples. En: Mueller JL, Fargion GS, McClain CR (eds.), *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4*, NASA Tech. Memo. 209966, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. Pp. 39–64.
- Morel A, Bricaud A. 1981. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Res.* 28: 1375–1393.
- Sosik H, Mitchell BG. 1995. Light absorption by phytoplankton, photosynthetic pigments and detritus in the California Current System. *Deep-Sea Res.* 42: 1717–1748.
- Venrick EL, Hayward TL. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CalCOFI surveys. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 25: 74–79.
- Yentsch CS, Menzel DW. 1963. A method for the determination of phytoplankton, chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep-Sea Res.* 10: 221–231.
- Yentsch CS, Phinney DA. 1989. A bridge between ocean optics and microbial ecology. *Limnol. Oceanogr.* 34: 1694–1705.

Productividad primaria modelada, 1998–2006

J Cepeda-Morales¹, G Gaxiola-Castro¹, R Durazo^{1,2},
M De la Cruz-Orozco¹

RESUMEN

Entre 1998 y 2006 se realizaron 310 mediciones de productividad primaria *in situ* en la región sur de la Corriente de California por el programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). A partir de estas mediciones se establecieron los valores de la tasa máxima de fijación de carbono normalizado por unidad de clorofila en la columna de agua (P_{opt}^B) y se determinó una relación empírica con la temperatura superficial del mar (TSM). El ajuste regional de P_{opt}^B comprendió el intervalo entre 2.0 a 7.0 mgC (mgCl-a h)⁻¹ con TSM de 14.5 a 23.5°C. Posteriormente se estimó la producción primaria [PP_{eu} , (mgC m⁻² d⁻¹)] con el modelo VGP (acrónimo en inglés de *vertically generalized production*) y se valoró su aplicación para la región con los datos *in situ* medidos en la zona eufótica (PP_{int}). Al utilizar los parámetros derivados de los datos *in situ* el modelo VGP generó valores de PP_{eu} similares a los de PP_{int} . De los parámetros del modelo VGP, tanto la PP_{opt}^B como la clorofila estimada por medios satelitales fueron los que tuvieron un efecto

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Departamento de Oceanografía Biológica. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918. Fracc. Zona Playitas. Ensenada, Baja California 22860. jcepeda@cicese.mx, ggaxiola@cicese.mx, delacruz@cicese.mx.

² Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Tijuana-Ensenada km 107. Ensenada, Baja California 22860. rdurazo@uabc.edu.mx.

mayor (38% y 34%) en la variabilidad de la PP_{eu} . Se encontró que los valores de PP_{eu} derivados de datos de sensores remotos (composiciones mensuales) estuvieron dentro del orden de magnitud respecto a los de PP_{int} obtenidos por el programa IMECOCAL.

Palabras claves: productividad primaria, clorofila, sensores remotos, Corriente de California.

ABSTRACT

From 1998 to 2006, a total of 310 *in situ* primary production measurements were obtained off Baja California by the Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) program. Using these values, an empirical relationship between sea surface temperature (SST) and the maximum chlorophyll-specific carbon fixation rate (P_{opt}^B) was obtained. The regional empirical model fit encompassed values of P_{opt}^B between 2.0 and 7.0 mgC (mgChl-*a* h)⁻¹, and SST between 14.5 and 23.5 °C. Depth-integrated primary production [PP_{eu} (mgC m⁻² d⁻¹)] was derived using a vertically generalized production model (VGP). The model was validated for the region using *in situ* data (PP_{int}) measured over the euphotic zone. From *in situ* data the VGP model predicted PP_{eu} values similar to PP_{int} . We found that both P_{opt}^B and remotely sensed chlorophyll-*a* had major effects (38% and 34%) over the variability of PP_{eu} . Additionally, we found that PP_{eu} values derived using monthly composites of remotely-sensed chlorophyll-*a* were within the variability range of PP_{int} observed in data obtained by the IMECOCAL program.

Key words: primary productivity, chlorophyll, remote sensors, California Current.

INTRODUCCIÓN

La importancia del fitoplancton en los océanos mundiales se debe a su capacidad de fijación de carbono o productividad primaria (PP; Behrenfeld y Falkowski 1997a, Behrenfeld *et al.* 2002). La PP tiene influencia directa sobre los ciclos bioquímicos del carbono y el nitrógeno a través de los gases (p.e. CO₂, N₂) que se difunden en la interfase atmósfera-océano. Se ha estimado que la PP de los océanos alcanza valores de 45 a 67 Gton C año⁻¹ (Gton=10¹⁵g), equivalentes al 30% y 60% de la PP global (Behrenfeld y Falkowski 1997a, Falkowski *et al.* 1998,

Behrenfeld *et al.* 2005). La PP oceánica debida al fitoplancton puede finalmente influir en el clima del planeta (Falkowski *et al.* 1998) a través de la captación de gases invernadero.

El conocimiento de los procesos que afectan la PP, así como su grado de influencia en los ciclos biogeoquímicos, ha sido uno de los objetivos principales de la oceanografía. Durante décadas las estimaciones de PP se basaron en mediciones locales/regionales que posteriormente fueron utilizadas en estimaciones globales (Longhurst *et al.* 1995). Con el incremento de la información proveniente de sensores remotos se ha mejorado la resolución espacial y temporal de las estimaciones de PP, y con ello el conocimiento de las interacciones del fitoplancton con el medio ambiente a diferentes escalas (Platt *et al.* 1993, Falkowski *et al.* 1998, Field *et al.* 1998, Behrenfeld *et al.* 2002). Aun así, la exactitud de las estimaciones de PP son un tema de discusión, por lo que se continúan desarrollando modelos con diferentes grados de complejidad (Carr *et al.* 2006).

Behrenfeld y Falkowski (1997a) propusieron un algoritmo para estimar la PP integrada en la zona eufótica (PP_{int}) denominado modelo de productividad vertical generalizado (en adelante VGP, del acrónimo en inglés). Este modelo se basa en la respuesta media del fitoplancton a las condiciones ambientales (irradiancia, temperatura y profundidad de la zona eufótica). Es de fácil aplicación debido a su sencillez matemática, ya que se basa en la relación empírica entre la temperatura superficial del mar (TSM) y el parámetro fotosintético llamado "tasa máxima de fijación de carbono normalizado por unidad de clorofila en la columna de agua" $\{P_{opt}^B, [mgC (mgChl-a h)^{-1}]\}$ la cual permite utilizar información satelital (Behrenfeld y Falkowski 1997b).

La exactitud de los algoritmos para la estimación de PP basados en datos de satélites, principalmente en imágenes de color del océano (CHLO), son continuamente probados con datos de PP *in situ* en diversos ambientes oceánicos (Campbell *et al.* 2002, Carr *et al.* 2006, Friedrichs *et al.* 2009). Las mediciones de PP *in situ* efectuadas típicamente con ^{14}C representan una de las estimaciones más confiables (Falkowski *et al.* 2003) y por ende son utilizadas para evaluar las estimaciones de los modelos. Uno de los principales problemas que presentan estas mediciones son los diferentes protocolos de trabajo que utilizan (Platt y Sathyendranath 1993, Williams 1993, Falkowski *et al.* 2003). Cuando se realizan comparaciones, esta falta de consenso en los protocolos se ha resuelto tomando en cuenta algunas consideraciones respecto a las diferencias en los datos.

Para convertir datos absolutos de biomasa del fitoplancton (p.e. $Cl-a$) a una tasa (p.e. PP) los modelos requieren de información sobre parámetros ecofisiológicos del fitoplancton (p.e. P_{opt}^B). Algunos modelos de PP incluyen promedios regionales de estos parámetros obtenidos *in situ* o *in vitro* (Longhurst *et al.* 1995, Aguirre-Hernández *et al.* 2004). En los últimos años se han generado algoritmos que estiman dichos parámetros con datos provenientes de sensores remotos (Behrenfeld *et al.* 2005), al establecer relaciones empíricas con la TSM o la irradiancia (Eppley 1972, Smith y Eppley 1982, Behrenfeld y Falkowski 1997a, Gong y Liu 2002), siendo P_{opt}^B uno de los más utilizados (Smith y Eppley 1982, Behrenfeld y Falkowski 1997a, Gong y Liu 2002).

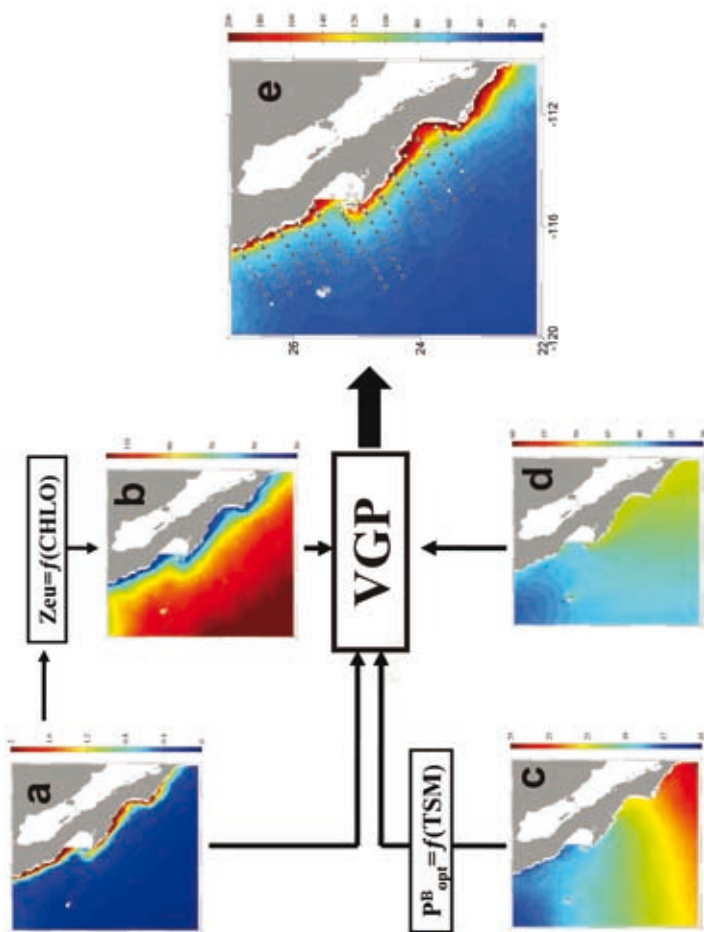
El modelo VGP es considerado un buen estimador de PP_{int} a nivel global (Behrenfeld y Falkowski 1997b, Falkowski *et al.* 1998, Carr *et al.* 2006). En escalas regionales su exactitud ha sido pobremente evaluada debido a la falta de información de PP, aunque algunos resultados han mostrado correlaciones significativas (Kahru y Mitchell 2002). El objetivo de este trabajo es evaluar a nivel regional las estimaciones de PP_{int} con el modelo VGP utilizando información satelital de TSM, irradiancia y CHLO junto con la base de datos de PP *in situ* de IMECOCAL.

MÉTODOS

La base de datos utilizada proviene de 31 cruceros en la región IMECOCAL (1998–2006, fig. 1) con análisis de PP ($mgC\ m^{-3}\ h^{-1}$) y clorofila total ($Cl-a$) de muestras recolectadas con botellas Niskin, y de temperatura y salinidad medidos con un CTD Sea Bird 911-plus acoplados a una roseta. Los experimentos de PP se realizaron entre 11:00 y 12:00 AM tiempo local en estaciones alejadas de la costa (~ 50 km) y con profundidades >1000 m. Se tomaron muestras de agua a profundidades con 100, 50, 30, 20, 10, y 1% de la irradiancia superficial. La profundidad de cada porcentaje de irradiancia fue calculada a partir de la lectura del disco de Secchi (Z_d), el coeficiente de atenuación medio ($K_d = 1.7/Z_d$), y la ecuación de Lambert Beer (Kirk 1992). A cada profundidad se estimó por triplicado la tasa de fijación del radioisótopo ^{14}C ($NaH^{14}CO_3$) en incubaciones *in situ* (~ 2 h). Se calculó la PP integrada [PP_{int} ($mgC\ m^{-2}\ h^{-1}$)] en la zona eufótica (100%–1% de irradiancia). Las muestras de $Cl-a$ se analizaron por el método fluorimétrico (Holm Hansen *et al.* 1965).

Los perfiles verticales de PP se normalizaron con respecto a $Cl-a$ para obtener la razón de asimilación del carbono $\{P^B = PP/Cl-a, [mgC\ (mgCl-a\ h)^{-1}]\}$ donde el valor máximo se consideró equivalente a P_{opt}^B . Se desarrolló un ajuste empírico entre

Figura 1. Diagrama conceptual de la aplicación del modelo de producción vertical generalizado (VGP, por sus siglas en inglés). Las imágenes corresponden a promedios de 1998 a 2006 para: (a) Clorofila- a (CHLO, mg Cl-a m^{-3}); (b) profundidad del 1% de la irradiancia superficial (Z_{eu} , m) derivada de CHLO; (c) temperatura superficial del mar (TSM, $^{\circ}\text{C}$); (d) radiación fotosintéticamente activa (E_{PAR} , $\text{mol cuanta m}^{-2}\text{d}^{-1}$); y (e) el modelo VGP aplicado en cada estación hidrográfica (O) donde se midió la producción primaria (\bullet).



P_{opt}^B y TSM por mínimos cuadrados. Con el modelo VGP se estimó la PP de la zona eufótica [PP_{eu} ($mgC\ m^{-2}\ h^{-1}$)], mediante la ecuación:

$$PP_{eu} = P_{opt}^B \times C_s \times Z_{eu} \times 0.66125 \times [E_{PAR} / (E_{PAR} + 4.1)]$$

donde C_s representa la Cl-a superficial *in situ* o la derivada de sensores remotos (CHLO), y Z_{eu} la profundidad (m) del 1% de la irradiancia superficial. Se utilizaron datos de la radiación fotosintéticamente activa (E_{PAR} , moles cuanta $m^{-2}\ d^{-1}$) y de CHLO ($mg\ m^{-3}$) del *SeaWiFS* (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>), Z_{eu} se derivó de los datos de CHLO (Morel y Berthon 1989), y TSM fue tomada del AVHRR (<http://podaac-www.jpl.nasa.gov/>).

Los compuestos mensuales de imágenes de satélites cubrieron de enero de 1998 a diciembre de 2006 con una resolución espacial de 9 km × 9 km (fig. 1). En cada estación hidrográfica donde se realizaron experimentos de PP se extrajo un promedio de los valores de CHLO, TSM y E_{PAR} en una cuadrícula de 27 km × 27 km. Los datos de PP_{eu} y PP_{int} se contrastaron con el coeficiente de correlación de Spearman. En el modelo VGP se substituyeron los valores *in situ* de cada parámetro por los derivados de sensores remotos. El grado de dispersión de la razón PP_{eu} / PP_{int} se evaluó con la raíz cuadrática media de los errores ($rmse = \sqrt{\sum (y_m - y_o)^2 / n}$, donde y_m es el valor de PP_{eu} , y_o es PP_{int} , y n es el número de datos).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

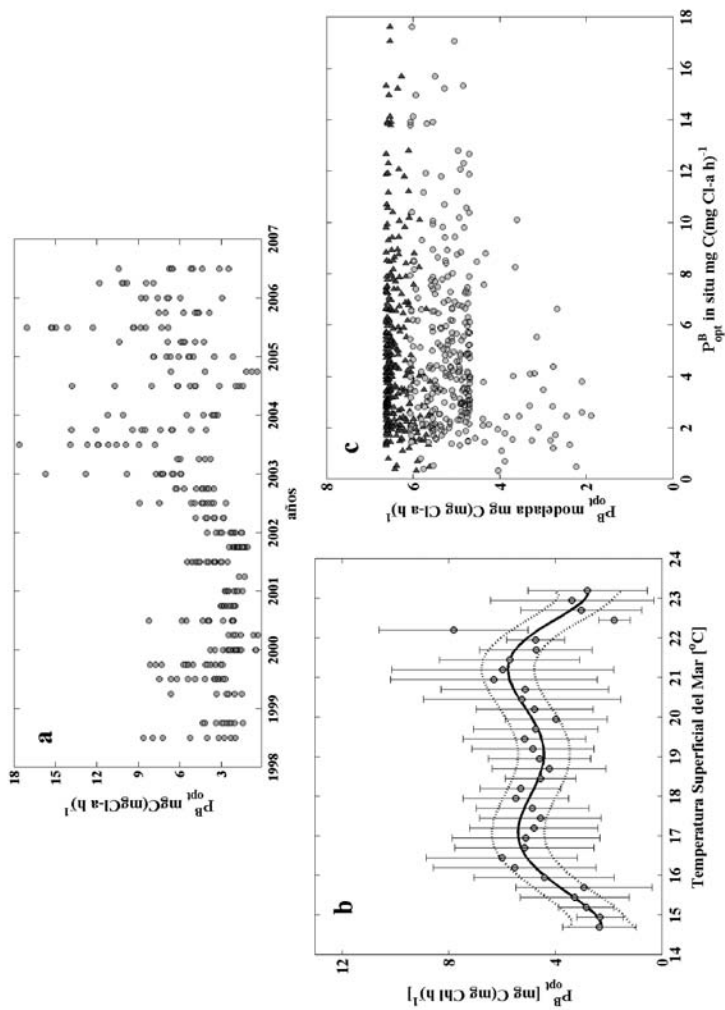
La variabilidad temporal de P_{opt}^B (fig. 2a) tuvo una media general de $5.1 \pm 3.3\ mgC\ [mgCl-a\ h]^{-1}$ ($n = 310$) y mostró un incremento progresivo desde 2002 hasta junio de 2003. Posterior a 2003 el aumento en la dispersión podría estar asociado a un cambio en las condiciones hidrográficas de la región (Gaxiola-Castro *et al.* 2008).

El mejor ajuste de las medias entre P_{opt}^B y TSM (agrupadas cada 0.25 °C) con base en el análisis de mínimos cuadrados (fig. 2b) estuvo definido por:

$$P_{opt}^B = 4.15 \times 10^{-4} T^7 - 0.0532 T^6 + 2.899 T^5 - 87.24 T^4 + 1567.1 T^3 - 16745 T^2 + 98946 T - 2.491 \times 10^5$$

que fue el polinomio que mostró una mejor varianza explicada ($R^2 = 0.83$) y bajos valores de la raíz cuadrática media de los errores ($rmse = 0.45$) y de la suma de los cuadrados de los errores ($sse = 1.84$).

Figura 2. (a) Variación temporal de P_{opt}^B [$\text{mgC} (\text{mgCl-a h})^{-1}$]; (b) ajuste empírico regional entre P_{opt}^B y TSM; y (c) P_{opt}^B estimados con los ajustes regional (\bullet) y global (\blacktriangle) respecto a los valores *in situ*.

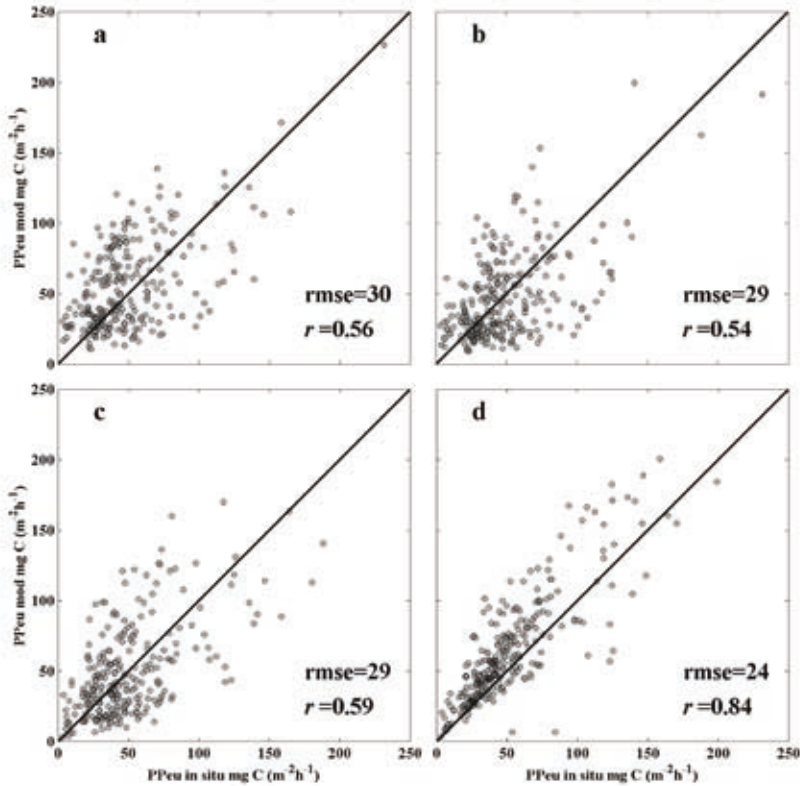


El ajuste regional cubrió el intervalo de TSM de 14.5–23.5°C y presentó máximos de P_{opt}^B a ~17°C y ~21°C (fig. 2b). El ajuste global sólo presentó un máximo de P_{opt}^B a ~20°C (Behrenfeld y Falkowski 1997a). Tanto en el ajuste regional como en el global la dispersión fue considerable (fig. 2c). La existencia de dos máximos en el ajuste regional se debe a que en la región ocurre la transición espacial templado-subtropical, con marcados cambios estacionales en la TSM debido a la alternancia entre las condiciones subártica y subtropical a lo largo del año (Durazo *et al.* este volumen). Esta variabilidad climática modificó la comunidad fitoplanctónica (Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Gaxiola-Castro *et al.* este volumen), con la generación de un máximo de P_{opt}^B para condiciones templadas (16–17 °C, invierno y primavera) y otro durante condiciones cálidas (21–22 °C, verano y otoño). Los valores *in situ* de P_{opt}^B (fig. 2c) variaron entre 1.0–18.0 mgC (mgCl-a h)⁻¹, mientras que los derivados del ajuste global estuvieron cerca de su media 6.6 ± 0.2 mgC (mgCl-a h)⁻¹. El ajuste global reprodujo parcialmente la variabilidad de P_{opt}^B debido al posible cambio de la comunidad fitoplanctónica asociado a la variaciones en las condiciones hidrográficas de meso y gran escala (Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Gaxiola-Castro *et al.* 2008, Gaxiola-Castro *et al.* este volumen), por lo que se requiere hacer una evaluación de la capacidad predictiva del modelo en escalas regionales.

El ajuste regional (fig. 2c) reprodujo valores entre 2.0 y 7.0 mgC (mgCl-a h)⁻¹ en un intervalo menor a la P_{opt}^B *in situ*. Debido a que en la fotosíntesis intervienen factores ambientales (p.e temperatura, luz, nutrientes) y biológicos (p.e. composición de especies), es razonable esperar que con base en la temperatura sea posible reproducir parte de la variabilidad de P_{opt}^B . Gong y Liu (2003) propusieron la relación empírica P_{opt}^B/E_{PAR} debido a la respuesta del fitoplancton a la irradiancia alternando entre períodos influenciados por la temperatura y por la luz. Hasta ahora la tendencia general de los ajustes empíricos de P_{opt}^B ha mostrado que éstos sólo pueden reproducir parte de su variabilidad (Behrenfeld *et al.* 2002). Behrenfeld *et al.* (2002) presentaron mejores resultados al adicionar al ajuste empírico de P_{opt}^B información de nutrientes inorgánicos, profundidad de la capa de mezcla e irradiancia. Esto indica que sería posible mejorar las estimaciones de P_{opt}^B en escalas regionales si se incorporara información complementaria a la TSM.

Al calcular PP_{eu} con los ajustes regional y global de P_{opt}^B y datos *in situ* (Cl-a superficial y Z_{eu}) se obtuvo gran dispersión de la relación PP_{eu}/PP_{int} (*rmse* global = 30, *rmse* regional = 29; fig. 3a, b). Esto se expresó en bajos coeficientes de correlación (global $r = 0.56$, regional $r = 0.54$), aunque ambos fueron significativos (α

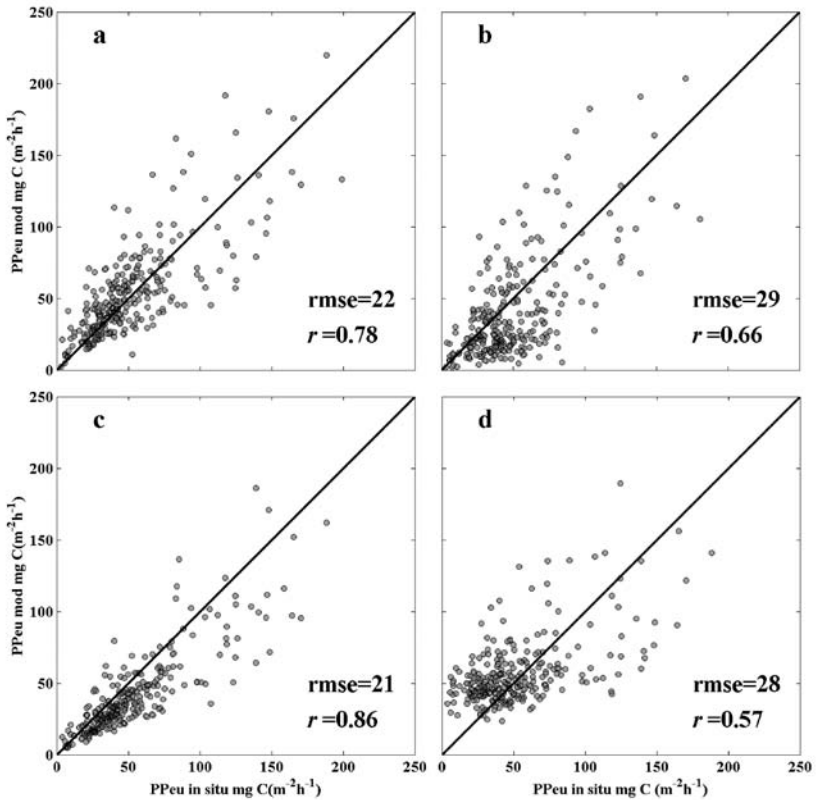
Figura 3. Relaciones de la productividad primaria integrada ($\text{mgC m}^{-2} \text{h}^{-1}$) *in situ* (PP_{int}) y modelados (PP_{eu}). Valores de la raíz cuadrática media de los errores (*rmse*) relativos a la relación 1:1 (—). (a) VGP con E_{PAR} , valores *in situ* de Cl-a superficial, Z_{eu} y $P_{\text{opt}}^{\text{B}}$ estimada con el ajuste global; (b) Idem (a) y $P_{\text{opt}}^{\text{B}}$ estimada del ajuste regional; (c) Idem (a) y $P_{\text{opt}}^{\text{B}}$ *in situ*; (d) VGP sin la función de E_{PAR} y valores *in situ* de Cl-a superficial, Z_{eu} y $P_{\text{opt}}^{\text{B}}$



= 0.05, $n = 300$). Cuando se calculó PP_{eu} con $P_{\text{opt}}^{\text{B}}$ *in situ* y con CHLO, E_{PAR} y Z_{eu} proveniente de sensores remotos (fig. 3c) se obtuvieron resultados similares (*rmse* = 29, $r = 0.59$), lo que indica que otro elemento del modelo está introduciendo dispersión.

Las estimaciones de PP_{eu} se pueden mejorar utilizando parámetros obtenidos a partir de experimentos *in situ* ya que se disminuyen las incertidumbres en el VGP (*rmse* = 21, $r = 0.86$, fig. 4c). Los datos *in situ* fueron utilizados como referencia considerando que: (1) el valor máximo de cada perfil de P^{B} es equivalente a $P_{\text{opt}}^{\text{B}}$, (2) el período que cubre cada imagen (un mes) corresponde a las mediciones de

Figura 4. Relaciones entre los valores PP_{eu}/PP_{int} . Los valores de *rmse* son relativos a la relación 1:1 (línea). (a) PP_{eu} calculada con Z_{eu} estimada de CHLO y valores *in situ* de Cl-a superficial, E_{PAR} y P_{opt}^B ; (b) PP_{eu} calculada con CHLO, E_{PAR} y valores *in situ* de Z_{eu} y P_{opt}^B ; (c) PP_{eu} calculada con la función de E_{PAR} $\{0.66125 \times [E_{PAR}/(E_{PAR} + 4.1)]\}$ y con valores *in situ* de Cl-a superficial, Z_{eu} y P_{opt}^B ; (d) VGP sólo con imágenes de satélite.



PP_{int} y (3) que a pesar de las diferencias en escalas espaciales, cada valor tomado de la imagen es comparable con una medición de PP_{int} . Bajo estas consideraciones se realizaron las comparaciones de los valores observados/modelados (PP_{int}/PP_{eu}).

Para evaluar la influencia que podrían tener E_{PAR} , Z_{eu} y Cl-a en el cálculo de PP_{eu} se reemplazaron uno a uno los valores medidos con los obtenidos de sensores remotos. Se observó que al eliminar la función de E_{PAR} $\{0.66125 [E_{PAR}/(E_{PAR} + 4.1)]\}$ del modelo VGP (fig. 3d) el resultado fue una menor dispersión (*rmse* = 24) y

alta correlación ($r = 0.84$) en PP_{eu} , aunque al conservarla se generaron mejores resultados ($rmse = 21$ y $r = 0.86$, fig. 4c). Lo anterior indica que la función de E_{PAR} favorece las estimaciones de PP_{eu} , ya que compensa la dispersión introducida por otros parámetros (p.e. CHLO y P_{opt}^B), aunque la escala de variación de E_{PAR} en la región es grande (30 a 60 mol cuanta $m^{-2} d^{-1}$; Cepeda-Morales 2004). La influencia de E_{PAR} en la PP ha sido ampliamente documentada, principalmente por la relación fotosíntesis-irradiancia de donde se derivan parámetros fisiológicos que permiten calcular PP_{eu} . Los modelos empíricos, aunque no necesitan aplicar relaciones fisiológicas (Smith y Eppley 1982), por consistencia teórica asocian factores ambientales donde influye la irradiancia (p.e. K_d , Z_{eu}). Tomando en cuenta lo anterior, la función de E_{PAR} debe ser incluida en el modelo VGP a escala regional.

De los parámetros aquí analizados las estimaciones de Z_{eu} derivadas de CHLO presentaron menor influencia en la dispersión de PP_{eu}/PP_{int} ($rmse = 22$, $r = 0.78$) (fig. 4a). Al estimar Z_{eu} con imágenes del coeficiente de atenuación a 490 nm los resultados fueron similares (Cepeda-Morales 2004).

El uso de CHLO es fundamental en la estimación de PP_{eu} y es de lo más común para relacionar aspectos ecofisiológicos del fitoplancton (Behrenfeld *et al.* 2005, Carr *et al.* 2006). Los datos de CHLO tuvieron una gran influencia (fig. 4b) en la dispersión de PP_{eu} en la región ($rmse = 29$, $r = 0.66$). Aun así, los valores estimados de PP_{eu} presentaron una tendencia proporcional dentro del intervalo de magnitud de PP_{int} . La variable más utilizada como estimador de biomasa del fitoplancton es la *Cl-a*, no obstante su estimación con datos de sensores remotos aun está en proceso de ser mejorada. El grado de dispersión introducido por CHLO en PP_{eu} se puede compensar con mayor resolución espacial y temporal, lo que permite relacionar PP con procesos dinámicos y termodinámicos.

Al utilizar información proveniente de la superficie del océano se subestima la PP_{eu} en modelos integrados en la profundidad (p.e. el modelo VGP), los cuales suponen la *Cl-a* y P_{opt}^B (u otros parámetros fisiológicos) constante en la columna de agua. La presencia de máximos sub-superficiales, debidos tanto a cambios en la comunidad autotrófica como en irradiancia y nutrientes, ha sido incluida en estimaciones de PP_{eu} incrementando la complejidad en la modelación pero con resultados similares (Carr *et al.* 2006).

Al calcular PP_{eu} con E_{PAR} y datos *in situ* de *Cl-a*, Z_{eu} y P_{opt}^B (fig. 4c) se demostró que el modelo VGP es un buen estimador de la PP_{int} , con una correlación significativa ($r = 0.86$, $\alpha = 0.05$, $n = 300$). El grado de dispersión de los datos ($rmse = 21$) podría representar errores sistemáticos y aleatorios de los métodos e incluye

las incertidumbres de los parámetros del modelo. En contraste, el efecto del uso de datos de sensores remotos en el modelo VGP (fig. 4d) conllevó una disminución de la correlación ($r = 0.57$) y un aumento en la dispersión ($rmse = 28$), sin un efecto aditivo en PP_{eu} . De acuerdo con estos resultados, las menores correlaciones y mayores dispersiones de PP_{eu} se debieron a la estimación de P_{opt}^B seguida de CHLO, la cual ha sido responsable de aumentar la dispersión de PP_{eu} a escalas regionales (Gaxiola-Castro *et al.* 1999).

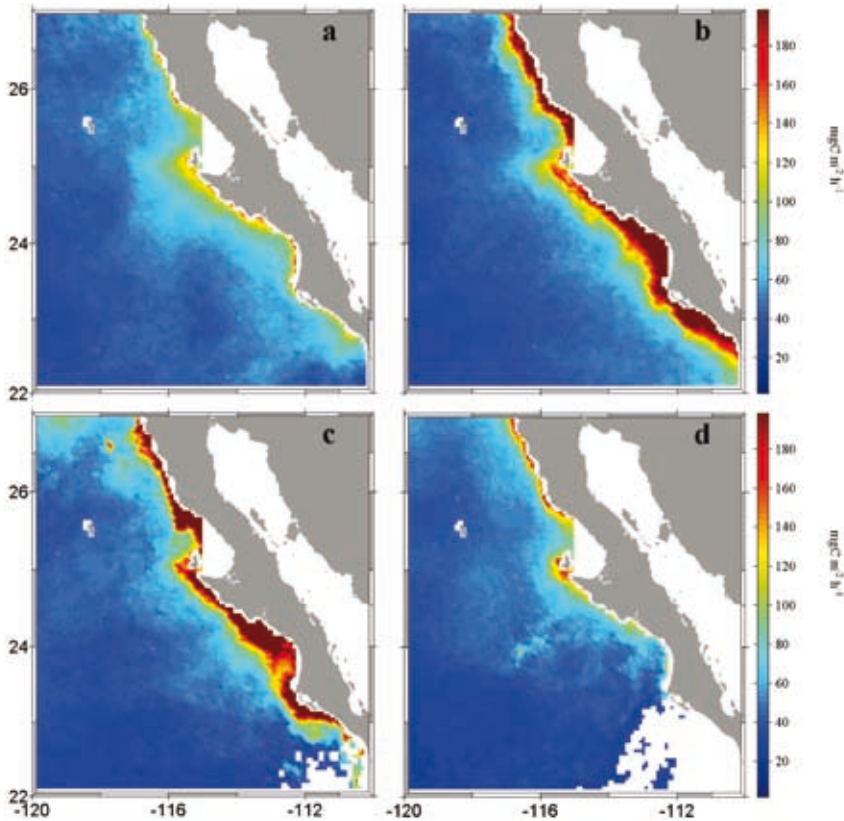
Con base en datos satelitales de las variables utilizadas y el ajuste regional de P_{opt}^B se calcularon los promedios climatológicos de PP_{eu} (fig. 5). En general los valores de PP_{eu} en las zonas oceánicas van de $20 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ a $100 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, con valores mayores ($>150 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) en la banda costera en abril y julio. Al comparar los promedios de PP_{int} (Gaxiola-Castro *et al.* este volumen) con PP_{eu} , se comprueba que los valores modelados se encuentran dentro del orden de magnitud de las mediciones *in situ*.

En la región IMECOCAL las condiciones hidrográficas pueden ser muy variables espacialmente (Durazo *et al.* este volumen). Esto genera problemas al momento de aplicar el ajuste regional de P_{opt}^B , el cual es funcional para una ventana térmica definida por los datos recolectados, pero no logra cubrir toda la variación de TSM de la región. En eventos de escala mayor (p.e. ENSO, La Niña) se han observado valores de TSM fuera del intervalo cubierto por el ajuste regional. Esto genera valores extrapolados de P_{opt}^B aumentando las incertidumbres en las estimaciones de PP_{eu} . Esto se observó particularmente en los extremos latitudinales de la región (líneas 100 y 137) dada la menor densidad de datos de PP.

CONCLUSIONES

Con base en nueve años de datos *in situ* de productividad primaria (PP) se demostró que las estimaciones del modelo VGP para la región IMECOCAL tuvieron correlación significativa con los datos *in situ* ($\alpha = 0.05$, $n = 300$), y que estuvieron dentro del orden de magnitud de PP_{int} . Las virtudes del modelo en cuanto a su sencillez matemática y a la utilización de parámetros que representan condiciones ambientales (E_{PAR} y Z_{eu}) se expresan en estimaciones consistentes de PP_{eu} . Se identificó que CHLO y la estimación empírica de P_{opt}^B introducen mayor incertidumbre en las estimaciones de PP_{eu} . La gran influencia de CHLO ($rmse = 29$, $r = 0.66$) en la incertidumbre de PP_{eu} no es producto del modelo VGP ya que el uso de

Figura 5. Promedios climatológicos de PP_{eu} ($mgC\ m^{-2}\ h^{-1}$) modelada con VGP y el ajuste empírico regional de P_{opt}^B : (a) enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.



Cl-a superficial *in situ* dio razones PP_{eu}/PP_{int} con alta correlación ($r = 0.86$) y baja dispersión ($rmse = 21$).

Se observó una gran correlación ($r = 0.86$) entre PP_{eu}/PP_{int} y el parámetro fotosintético P_{opt}^B en el modelo VGP a escala regional. La principal fuente de incertidumbre que este parámetro introdujo en el modelo VGP se basó en la poca variabilidad reproducida por su estimación sustentada en ajustes empíricos sólo con TSM. Las estimaciones con el modelo VGP que integra en la profundidad, al utilizar datos satelitales generó valores que estuvieron en el orden de magnitud de PP_{int} en la región de IMECCAL.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo del equipo IMECOCAL y a la tripulación del B/O Francisco de Ulloa. IMECOCAL fue financiado de 1998 a 2007 por los proyectos CONACYT G-0041T, G-35326T, 47044, SEP-CONACYT 2003-C02-42569, SEP-CONACYT 23947. Al SeaWiFS Project de la NASA/Goddard Space Flight Center y GeoEye por las imágenes. Al PO.DAAC del Jet Propulsion Laboratory por los datos del AVHRR-Pathfinder. El primer autor agradece a CONACYT y al proyecto CRN-062 del EPCOR-IAI por sus becas. Los comentarios y sugerencias de los revisores anónimos ayudaron a mejorar sustancialmente este trabajo.

REFERENCIAS

- Aguirre-Hernández E, Gaxiola-Castro G, Nájera-Martínez S, Baumgartner T, Kahru M, Mitchell G. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Res. II* 51: 799–816.
- Behrenfeld M, Falkowski P. 1997a. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1–20.
- Behrenfeld M, Falkowski P. 1997b. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr.* 42: 1479–1491.
- Behrenfeld M, Esaias W, Turpie K. 2002. Assessment of Primary Production at the Global Scale. Williams P, Thomas D and Reynolds C (eds). En: *Phytoplankton Productivity: Carbon Assimilation in marine and fresh waters ecosystem*. Blackwell Science Ltd. 386 pp.
- Behrenfeld M, Boss E, Siegel D, Shea D. 2005. Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global Biogeochem. Cycles* 19, GB1006, doi: 10.1029/2004GB002299.
- Campbell J, Antoine D, Armstrong R, *et al.* 2002. Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance. *Global Biogeochem. Cycles* 16, doi: 10.1029/2001GBC001444.
- Carr ME, Friedrichs MAM, Schmeltz M, Aita MN, Antoine D, *et al.* 2006. A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color. *Deep-Sea Res. II* 53: 741–770.
- Cepeda-Morales J. 2004. Aplicación de un modelo para estimar la productividad primaria por sensores remotos en la región sur de la corriente de California: evaluación y consideraciones. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de Baja California. México. 84 pp.

- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Ramírez AM, Miranda LE, Soto-Mardones L. 2010. Climatología de variables hidrográficas. 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. 25–57.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109: C03039, doi: 10.1029/2003JC002105.
- Eppley R. 1972. Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.* 70: 1063–1081.
- Falkowski P, Barber R, Smetacek V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281: 200–206.
- Falkowski P, Laws E, Barber R, Murray J. 2003. Phytoplankton and their role in primary, new, and export production. En: Fasham M (ed.). *Ocean Biogeochemistry*. Springer-Verlag, New York, Pp. 99–118.
- Field C, Behrenfeld M, Randerson J, Falkowski P. 1998. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science* 281: 237–240.
- Friedrichs M, Carr ME, Barber R, *et al.* 2009. Assessing the uncertainties of model estimates of primary productivity in the tropical Pacific Ocean. *J. Mar. Sys.* 76: 113–133.
- Gaxiola-Castro G, Álvarez-Borrego S, Lavín M, Zirino A, Nájera-Martínez S. 1999. Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *J. Plank. Res.* 21: 231–245.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De La Cruz M, Millán-Núñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Gaxiola-Castro G, Cepeda-Morales J, Nájera-Martínez S, Espinosa-Carreón TL, De la Cruz-Orozco ME, Sosa-Avalos R, Aguirre-Hernández E, Cantú-Ontiveros JP. 2010. Biomasa y producción del fitoplancton. 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. 59–85.
- Gong G, Liu G. 2003. An empirical primary production model for the East China Sea. *Cont. Shelf Res.* 23: 213–224.
- Holm Hansen O, Lorenzen C, Holmes R, Strickland J. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. *J. Con. Perm. Internat. Explor. Mer* 30: 3–15.

- Kahru M, Mitchell G. 2002. Influence of the 1997-98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27: 2937-2940.
- Kirk J. 1994. *Light and photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge University Press, Second edition. 509 pp.
- Longhurst A, Sathyendranath S, Platt T, Caverhill C. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plank. Res.* 17: 1245-1271.
- Morel A, Berthon J. 1989. Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing application. *Limnol. Oceanogr.* 34: 1545-1562.
- Platt T, Sathyendranath S. 1993. Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *J. Geophys. Res.* 98: 14561-14576.
- Smith P, Eppley R. 1982. Primary production and the anchovy population in the Southern California Bight: Comparison of time series. *Limnol. Oceanogr.* 27: 1-17.
- Williams P. 1993. On the definition of plankton production terms. En: *Measurement of primary production from the molecular to the global scale*. ICES Mar. Sci. Symp. 197: 9-19.

Larvas filosoma de langosta roja (*Panulirus interruptus*) durante el año 2000

G Ortuño-Manzanarez

RESUMEN

Se presentan los resultados de distribución y abundancia de los estadios filosoma de langosta roja (*Panulirus interruptus*) en la parte sur de la Corriente de California. Las larvas se recolectaron durante los cruceros IMECOCAL en enero, abril, julio y octubre de 2000 con arrastres oblicuos de red Bongo y mediante bombeo superficial continuo (CUFES), capturando una abundancia estandarizada de 637/1000 m³ y 190/1000 m³ larvas respectivamente. La captura con red fue 3.4 veces mayor que mediante CUFES. La mayor presencia de todos los estadios filosoma fue durante octubre, encontrándose en general los primeros estadios (I-III) cerca de la costa, mientras que los demás fueron más oceánicos. La distribución de frecuencias por estadio en enero y abril de 2000 ilustra el fin de la cohorte de 1999. Se encontró un desfaseamiento en las cohortes en verano cuando comúnmente se inicia la eclosión, ya que sólo se presentó una larva filosoma I durante julio, mientras que en octubre se encontraron un número relativamente alto de estadios intermedios. Esto sugiere que la cohorte de 2000 podría haberse iniciado a principios del verano. La temperatura

Centro Regional de Investigación Pesquera de Ensenada. Carretera Tijuana-Ensenada km 97½. El Sauzal de Rodríguez, Ensenada, Baja California 22760. guillermo.ortuno@inapesca.sagarpa.gob.mx, filosoma@yahoo.com.mx.

superficial a la que se encontró mayor abundancia de filosoma I fue entre 20–23°C, por lo que podría considerarse que este intervalo es el apropiado para el desove de la langosta frente a Baja California.

Palabras clave: filosoma, langosta roja, Corriente de California, CUFES.

ABSTRACT

Distribution and abundance of the eleven phyllosoma stages of the red lobster (*Panulirus interruptus*) in the southern sector of the California Current System during 2000 are presented. Larvae were collected during the January, April, July and October IMECOCAL cruises with oblique Bongo net tows and surface continuous pumping (CUFES). Total larvae captured were 637/1000 m³ and 190/1000 m³ respectively, which is 3.4 times higher with net than with the CUFES system. Among the four cruises, highest presence of all phyllosoma stages larvae was observed in October throughout the study area; however, early stages (I-III) occurred near the coast while the rest of the stages were offshore. The stage frequencies distribution in January and April 2000 illustrate the end of phase phyllosoma for the 1999 cohort. The beginning of the 2000 cohort was indicated by the presence of phyllosoma I during July while intermediate stages were found during October 2000. This suggests that the spawning of the 2000 cohort could have started in early summer. The surface temperature range at which most phyllosoma I occurred was between 20 and 23°C, which could be considered the most suitable for the spawning of the spiny lobster.

Key words: phyllosoma, spiny lobster, California Current, CUFES.

INTRODUCCIÓN

Las langostas espinosas son decápodos de la familia Palinuridae, del género *Panulirus*, y son la base de una de las principales pesquerías de crustáceos. Su captura a nivel mundial se aproxima a las 251 mil toneladas métricas (TM) por año, con un valor de US \$2,300 millones de dólares (FAO 2006). Los principales países productores de langosta son: Australia, Nueva Zelanda, Sudáfrica, Cuba, Brasil,

Estados Unidos de América y México. En el Pacífico Oriental, la distribución de la langosta roja (*Panulirus interruptus*) abarca desde San Luis Obispo, California (35° N) hasta Bahía Magdalena, B. C. S. (24° N) y las áreas de mayor concentración son Punta Concepción (California) e Isla de Cedros (Baja California) (Johnson 1960a). En México, durante la temporada 2006–2007, la pesquería de langosta roja ocupó el sexto lugar en captación de divisas, después del camarón, atún, mojarra, pulpo y mero, aportando cerca de US \$20 millones de dólares correspondientes a una producción de 2,215 TM (SAGARPA 2007). Entre los crustáceos ocupó el tercer lugar en volumen después del camarón y la jaiba.

ANTECEDENTES

Como parte de su ciclo de vida, las langostas espinosas pasan por cinco grandes fases: huevo, larva planctónica (filosoma), postlarva (puerulus), juvenil y adulto. Con relación a las filosomas, Johnson (1960b) realizó un estudio de 1949 a 1955 en el área de la Corriente de California con base en colectas mensuales del Programa CalCOFI, concluyendo que procesos oceánicos como remolinos y meandros son los mecanismos responsables de la retención y dispersión de larvas de filosoma y, consecuentemente, que aseguran el reclutamiento de la población de langosta en el Sistema de la Corriente de California (SCC). Además, identificó los principales centros de concentración de larvas al sur de Isla de Cedros, BC y en la cuenca del sur de California (EUA), donde periódicamente ocurren este tipo de estructuras oceanográficas. Johnson (1960a) estimó que el desove y la eclosión de las larvas se llevan a cabo en aguas costeras una vez al año, con mayor actividad de julio a octubre y un máximo de agosto a septiembre frente a la porción central de la Península de Baja California. Johnson (1956) sugirió que el desarrollo larval tiene una duración de 7.75 meses y consta de once estadios (I–XI), con una migración vertical diurna, con base en la comparación de capturas diurnas y nocturnas de filosomas de esta especie (Johnson 1960b). Pringley (1986) revisó datos de Johnson (1960a) e incorporó datos de octubre de 1975, encontrando que 66% de las larvas se distribuyeron en 12% del área total (porción central frente a Baja California), y que los estadios intermedios ocurren en esa área, por lo que concluyó que el giro semipermanente que se observa frente a Punta Eugenia durante otoño e invierno tiene un papel importante en la retención de larvas. Las pocas filosomas tempranas observadas al norte de Punta Baja son probablemente transportadas por la contracorriente costera, aunque en eventos episódicos y altamente influenciados por eventos El Niño.

Las investigaciones mexicanas sobre filosomas de *P. interruptus* son muy escasas. Ayala y Chávez (1985) reportan la presencia de estadios X y XI al oeste de Isla de Cedros en julio de 1976. Vega (2003) sugiere que el factor principal que controla la reproducción y desarrollo larval de la langosta es la temperatura. Peñaloza-Mayorazgo (2003) encontró que la influencia de El Niño 1997–1998 durante el otoño de 1997 y el invierno de 1998 fue positiva, debido a la presencia e incremento de diferentes estadios de desarrollo de filosomas de langosta roja en la costa occidental de Baja California. Durante tres años (1997–1999) en la misma zona (sur del SCC) Peñaloza-Mayorazgo (2008) encontró tres cohortes y mayor abundancia en otoño de 1997, con tres posibles centros de eclosión: de Punta Baja a Ensenada, Isla Cedros y al sur de Punta Eugenia. García-Kauffman (2009) en el periodo de 1999–2001 en la misma zona de IMECOCAL logró establecer cuatro cohortes, de las cuales sólo las de 1999 y 2000 estuvieron completas.

Debido a la poca información que se tiene sobre la biología, ecología y dinámica de las etapas larvarias de la langosta roja (*Panulirus interruptus*), el presente trabajo pretende contribuir con información sobre la abundancia y distribución de larvas filosomas que permita identificar los centros de desove/eclosión de la especie, posibles mecanismos de retención, dispersión y transporte de larvas y su relación con las estructuras oceanográficas en la parte sur del SCC.

MATERIALES Y MÉTODOS

Las muestras analizadas provinieron de los cruceros IMECOCAL 0001 (enero-febrero), 0004 (abril), 0007 (julio) y 0010 (octubre) realizados en 2000, con un total de 301 muestras recolectadas con una red Bongo y fijadas con la técnica de Smith y Richardson (1977). Durante la navegación y únicamente entre las estaciones oceanográficas se recolectaron huevos y larvas de peces mediante un sistema de bombeo denominado *continuous underway fish egg sampler* (CUFES) (Checkley *et al.* 2000), tomando muestras cada 20 m inutos y de manera continua durante todo el crucero y originando un total de 3239 muestras. Se extrajeron todas las filosomas de la muestra total y se identificaron los estadios de desarrollo con un microscopio estereoscópico de acuerdo a los criterios morfológicos establecidos por Johnson (1956). Las abundancias de la red Bongo se estandarizaron a 1000 m³ de agua filtrada (filosomas/1000 m³) (Smith y Richardson 1977). Las abundancias estimadas a partir de CUFES se obtuvieron a una tasa de bombeo de 0.75 m³ por minuto durante 20 minutos (cada muestra), con un volumen total

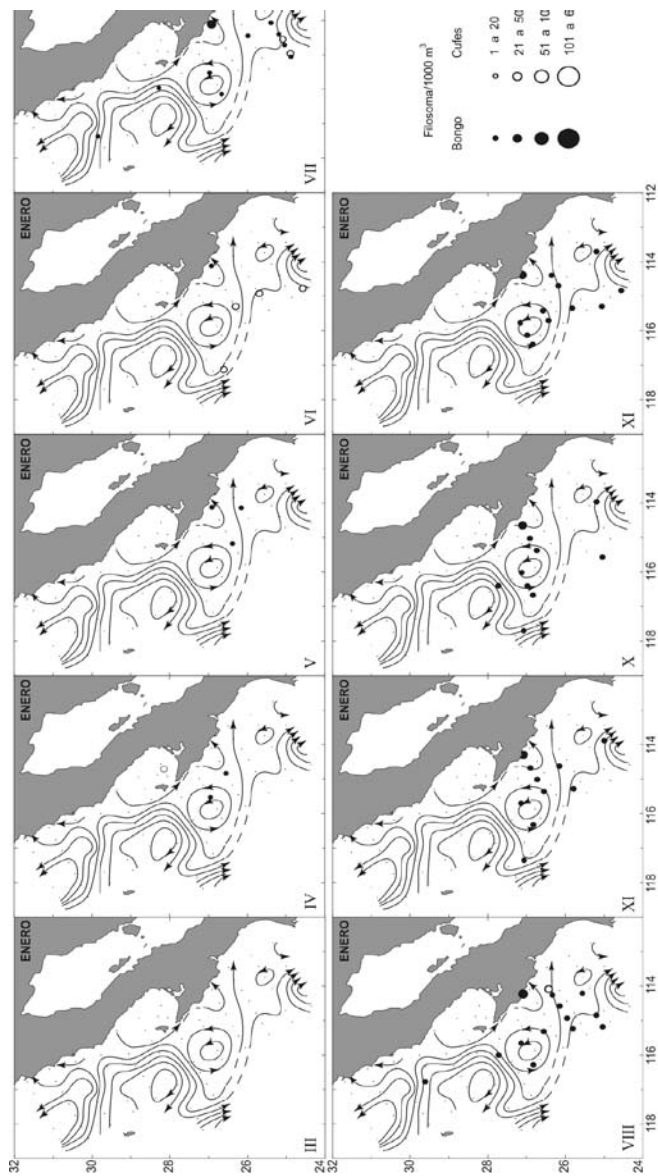
de agua filtrada de 15 m³. Para comparar las abundancias durante los muestreos nocturnos y diurnos se utilizó la prueba no paramétrica "U" de Mann-Whitney (Zar 1984). Los datos de temperatura y salinidad a 10 m de profundidad se obtuvieron de los lances realizados con un CTD Seabird en cada estación oceanográfica (García-Córdova *et al.* 2000). La distribución de alturas dinámicas (0/500 dbar) fue tomada de Bograd *et al.* (2000) y Durazo *et al.* (2001) y los datos de volumen desplazado del zooplancton fueron tomados de Lavaniegos *et al.* (2004).

RESULTADOS

La temperatura del agua a 10 m de profundidad en enero de 2000 estuvo entre 13.8–24.3°C. En abril existe la influencia de surgencias costeras entre Ensenada y Bahía Vizcaíno, donde se obtuvo la temperatura más baja (11.7°C) frente a Punta Colonet. Durante julio la zona fue un poco más cálida con un rango de 15–24°C de la costa hacia el océano y de forma paralela a la península. Para octubre se aprecia más homogeneidad en toda la zona, con temperaturas cálidas (19–21°C), notándose una pequeña franja fría (16°C) producto de surgencias entre Ensenada y Bahía San Quintín en la parte costera. La salinidad a 10 m de profundidad fluctuó entre 33.4–34.4 durante todo el periodo de estudio. En enero (fig. 1) se observan dos grandes meandros (un remolino ciclónico y otro anticiclónico) en la parte central y oceánica del área de estudio, y un tercero de ellos (ciclónico) frente al Golfo de Ulloa. Los dos primeros remolinos continuaron observándose durante abril (fig. 2), con la presencia de otro remolino ciclónico frente a Punta Colonet, mientras que el tercero prácticamente desapareció y el flujo dominante del SCC fue en dirección al ecuador. En julio se notan los tres remolinos (un ciclónico y dos anticiclónicos) entre Isla Guadalupe y la península volviendo a aparecer uno pequeño (anticiclónico) frente al Golfo de Ulloa (fig. 3). En octubre sólo se observó un remolino ciclónico al este de Isla Guadalupe (fig. 4).

Los volúmenes totales de zooplancton presentaron una gran variabilidad (5–2300 ml/1000 m³), aunque la mayoría de los valores obtenidos fue inferior a 100 ml/1000 m³, principalmente en la zona oceánica y en todo el periodo. Los valores superiores a 250 ml/1000 m³ ocurrieron en estaciones costeras, principalmente durante julio, y los inferiores fueron en enero y octubre (Lavaniegos *et al.* este volumen). Los nueve estadios filosomas se dividieron de acuerdo con Johnson y Knight (1966) y Pringle (1986), en iniciales (I al IV), intermedios (V al VIII) y finales (IX al XI). En enero de 2000 la abundancia fue de 6 filosomas/1000

Figura 1. Distribución de larvas filosomas capturadas con red Bongo y CUFES y su relación con alturas dinámicas durante enero de 2000. Las alturas dinámicas (0 a 500 decibares) se redibujaron de Bograd *et al.* (2000).



m³ para toda el área. Predominaron los estadios VI al XI (fig. 1), mientras que la abundancia media en estaciones nocturnas fue mayor que en las diurnas (15 y 1 org/1000 m³ respectivamente). De 801 muestras colectadas con CUFES el promedio de filosomas en este crucero fue de 0.7 org/1000 m³. Solamente ocho muestras fueron positivas, siete de ellas recolectadas durante los arrastres nocturnos. Los estadios recolectados con CUFES fueron el IV y del VI al VIII. En abril (fig. 2) se recolectaron 658 muestras con CUFES con sólo una estación positiva y una filosoma del estadio X. Durante julio, con red Bongo sólo se recolectaron dos larvas del estadio I; en CUFES no aparecieron larvas (fig. 3). En octubre se registraron 650 filosomas, 72.6% de ellas recolectadas con red Bongo y 27.4% con bomba CUFES; de 61 muestras recolectadas con red Bongo sólo 17 fueron positivas (27.9%) conteniendo 21 filosomas (fig. 4). En este crucero se registraron todos los estadios, siendo el más conspicuo el VI con una abundancia de 180 filosoma/1000 m³. La captura total fue de 825 larvas y ésta fue 4.6 veces mayor con red Bongo que con CUFES. El contraste es mayor si se consideran los estadios más avanzados: de 226 filosomas de estadios VIII al XI sólo 2% provinieron de CUFES; de los estadios I al VII, 31% fueron colectadas con CUFES. Esto sugiere que las colectas derivadas de CUFES no son adecuadas para estimar abundancia de filosoma.

El estadio más temprano que se encontró fue el I, en julio, al noreste de Isla Guadalupe, y podría servir para inferir sitios de desove. Únicamente se capturaron 25 larvas del estadio I, dos en julio y el resto en octubre. Es probable que no se haya recolectado durante la fase más intensa del desove de langosta, la cual pudo haber sido entre julio y octubre. En áreas donde la temperatura superficial estuvo entre 20–23°C fue donde se encontró la mayor frecuencia de ocurrencia del estadio I (fig. 5), por lo que este intervalo de temperaturas podría considerarse como el apropiado para el desove de langosta. El giro anticiclónico al este de Isla Guadalupe en julio parece actuar como mecanismo de retención de larvas en la zona, ya que allí se registraron muchos de los estadios (III–XI).

El análisis estadístico aplicado a la combinación de abundancias de ambas artes de colecta registradas durante el día y la noche indica que las capturas nocturnas fueron significativamente más altas ($H_0: P = 0.003$) que las diurnas, mientras que las diferencias día-noche entre los estadios de desarrollo (tabla I), fueron significativas ($H_0: P = 0.0007$) principalmente para las filosomas IV al VIII.

Figura 2. Distribución de larvas flosomas capturadas con red Bongo y CUFES y su relación con alturas dinámicas durante abril de 2000. Las alturas dinámicas (0 a 500 decibares) se redibujaron de Bograd *et al.* (2000).

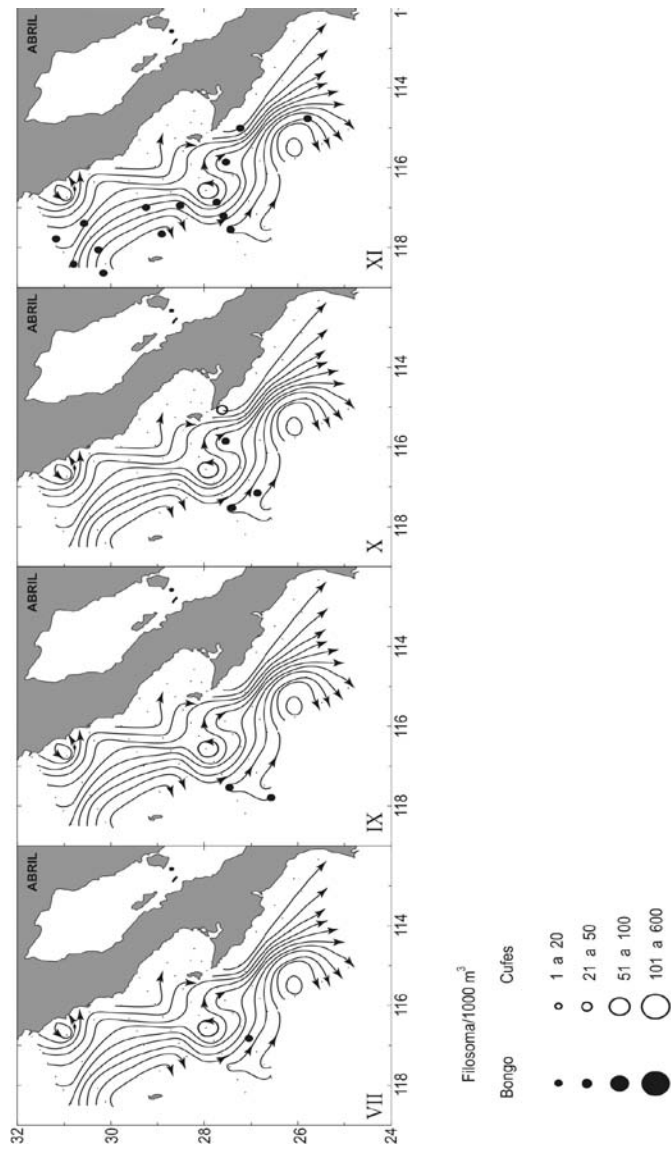
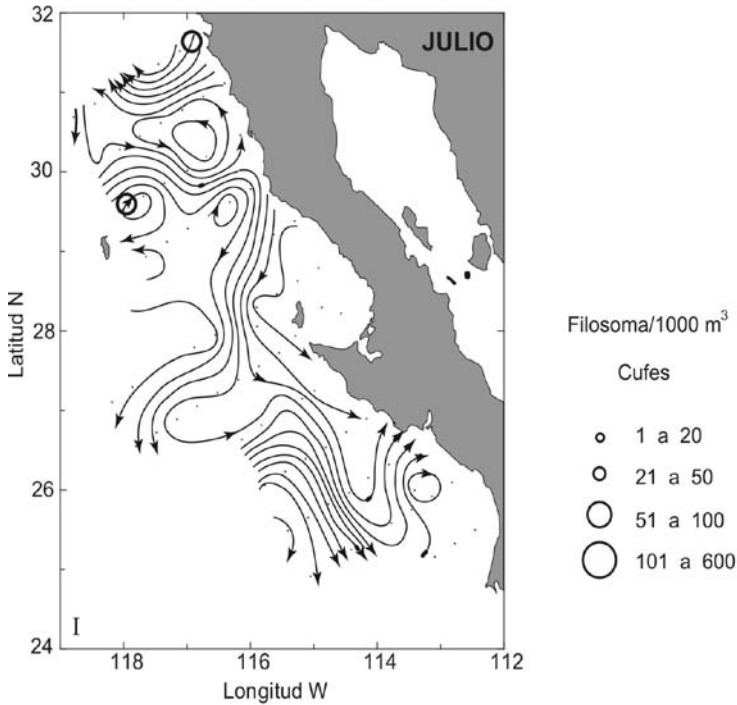


Figura 3. Distribución de larvas filosomas capturadas con red Bongo y CUFES y su relación con alturas dinámicas durante julio de 2000. Las alturas dinámicas (0 a 500 decibares) se redibujaron de Durazo et al. (2001).



DISCUSIÓN

Los resultados sugieren que en 2000 hubo un desfase en el patrón del ciclo de vida de la langosta roja, ya que en verano cuando ocurre regularmente la eclosión, sólo se encontró un ejemplar del estadio I y en otoño del mismo año se encontraron mayores abundancias de los primeros estadios. García-Kauffman (2009) en su estudio (1999–2001) encontró dos clases anuales completas, la de 1999 y la de 2000, esta última ligeramente retrasada.

Johnson y Brinton (1963) mencionaron que las temperaturas bajas tienden a retrasar el proceso de desarrollo, lo que aunado a la dinámica oceánica permite a las larvas una deriva hacia áreas más adecuadas para su asentamiento. Por el contrario, temperaturas cálidas (El Niño) promueven una madurez anticipada de

Tabla I. Número de muestras con presencia y ausencia de larvas filosomas colectadas en horario nocturno y diurno.

Red Bongo				
	Presencia		Ausencia	
Periodo	Nocturnas	Diurnas	Nocturnas	Diurnas
Enero	17	8	30	32
Abril	5	12	22	22
Julio	0	0	37	44
Octubre	28	16	12	16
Total	50	36	101	114
%	58	42	47	53
Bomba CUFES				
	Presencia		Ausencia	
Periodo	Nocturnas	Diurnas	Nocturnas	Diurnas
Enero	7	1	461	328
Abril	1	0	352	301
Julio	2	0	452	381
Octubre	97	7	388	436
Total	107	8	1653	1446
%	93	7	53	47

los adultos acelerando significativamente el desarrollo embrionario (Vega 2003). Peñaloza-Mayorazgo (2008), en un estudio realizado durante la transición de El Niño-La Niña (1997–1999) en la misma zona y con el mismo plan de estaciones, encontró que durante el verano de 1998 los estadios iniciales fueron más oceánicos, mientras que en el verano de 1999 estos estadios fueron más abundantes y costeros, lo que coincide con Johnson (1960b) y García-Kauffman (2009).

En este estudio los estadios I y II no estuvieron presentes durante el invierno; sólo el estadio III estuvo presente asociado a un meandro situado al sureste de Isla Guadalupe. La presencia de estas larvas evidencia un retraso en el desarrollo, dado que Johnson (1960b) no reportó dicho estadio III en esta época del año sino sólo estadios intermedios. En abril se esperaba encontrar larvas de estadios intermedios, pero éstas fueron escasas. Johnson (1960b) observó en primavera una dominancia de filosomas estadio X, principalmente en el área central de Baja California. En abril y julio de 2000 no se hallaron larvas probablemente debido a que éstas ya no

se encontraban en el ambiente planctónico o estaban tan cerca de la costa que ya no se hallaban en las inmediaciones de la red de estaciones IMECOCAL y por tanto no se las alcanzó a muestrear.

A partir de las colectas con red Bongo se observó una presencia larvaria superior en 50% de las estaciones nocturnas respecto a las diurnas, y un porcentaje aún mayor (90%) que en CUFES. Lo anterior podría deberse a que las filosomas realizan migraciones verticales diurnas. Al igual que muchos otros organismos planctónicos, durante el día permanecen en capas profundas para evitar la depredación y en la noche suben a la superficie a alimentarse. Esto explica que durante la noche, los muestreos con CUFES suelen capturar un mayor número de larvas que la red Bongo. Estos resultados son consistentes con lo encontrado por Booth (1994) para *jasus edwardsii* en aguas de Nueva Zelanda, Rimmer y Phillips (1979) para *Panulirus cygnus* en Australia, así como por Johnson (1960b) en su estudio realizado en el SCC.

Los resultados del presente trabajo están asociados con la dinámica oceánica, ya que durante el periodo de estudio en la región de Baja California aún permanecía la influencia de La Niña 1998–2001 en su fase de relajamiento (Bograd *et al.* 2000, Durazo *et al.* 2001). En este estudio nos encontramos con la parte final de la cohorte de 1999 y el comienzo de la de 2000. Con temperaturas más frías de lo normal en 1999 (Bograd *et al.* 2000, Schwing *et al.* 2001), es posible que haya habido un retraso en el desove de la langosta, usualmente entre julio y octubre, con un pico desfasado hacia agosto-septiembre. Asimismo, en el desarrollo de los estadios filosomas posiblemente hubo un retraso. La captura de filosomas VII (red Bongo) en abril de 2000 fue rara, y lo fue aún más la de algunas larvas en estadios I y II (con CUFES), cuando lo predominante en el periodo primaveral son los estadios X y XI (Johnson 1960b, García-Kauffman 2009).

Durante el periodo de relajamiento de La Niña en 2000, se encontró que la temperatura óptima para la eclosión fue entre 20–23°C, intervalo en que se recolectó el estadio I; sin embargo, Peñaloza-Mayorazgo (2008) encontró dicho óptimo de 18–21°C durante la transición del periodo El Niño-La Niña, García-Kauffman (2009) lo sitúa entre 17–19 °C para la cohorte 2000, y Vega (2003) considera que este intervalo es entre 16–23°C. Durante 1999 y 2000 se observó un remolino anticiclónico cercano a Isla Guadalupe y al oeste de Punta Eugenia (fig. 4). Este fue señalado por Johnson (1960b), quien lo consideró fundamental para la retención de las filosomas, al igual que la Contracorriente Costera a finales de otoño e invierno para los estadios intermedios. El remolino ciclónico frente a

Figura 4. Distribución de larvas filosomas capturadas con red Bongo y CUFES y su relación con alturas dinámicas durante octubre de 2000. Las alturas dinámicas (0 a 500 decibares) se redibujaron de Durazo *et al.* (2001).

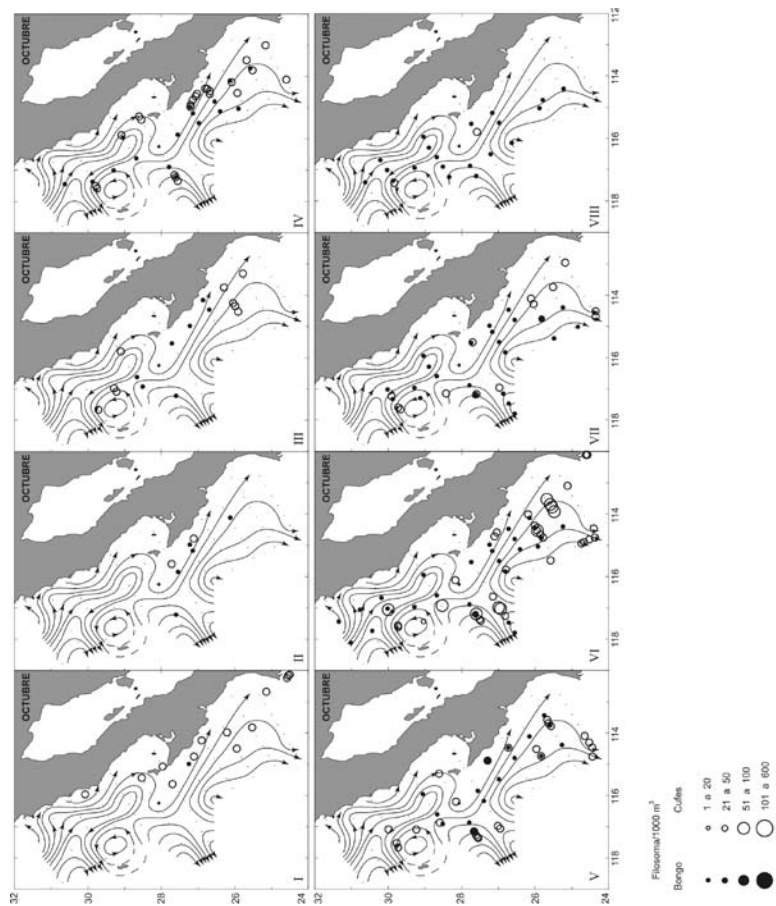


Figura 4. Continúa.

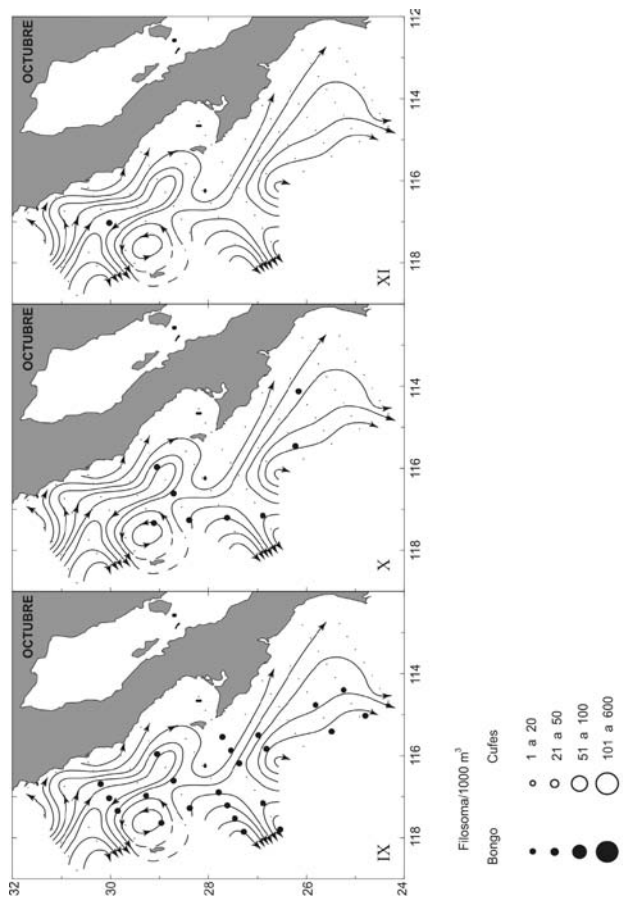
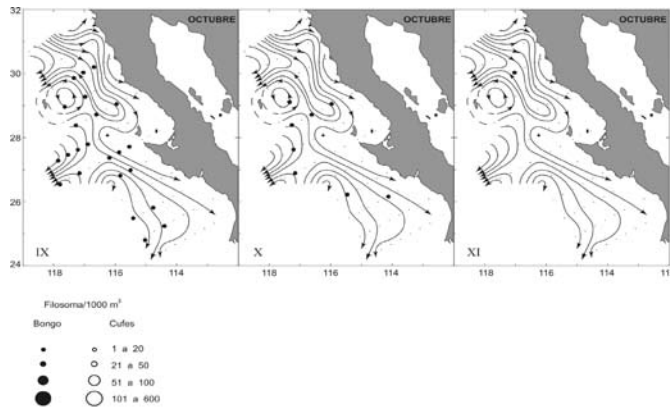


Figura 5. Relación entre la temperatura y el promedio de larvas filosas recolectadas con red Bongo en 2000.



Punta Eugenia en la primavera de 2000 reviste mayor importancia para el retorno de ciertos estadios hacia la costa y para los eclosionados en esta misma área, mientras que el remolino anticiclónico de Isla Guadalupe es importante para la retención y posterior regreso hacia la costa de las larvas eclosionadas en la región norte.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el trabajo de numerosos investigadores y técnicos del Programa IMECOCAL, quienes obtuvieron las muestras de zooplancton analizadas en este estudio. Igualmente gracias al Laboratorio de Zooplancton de CICESE por el material y espacio facilitado para el desarrollo del mismo, así como a la tripulación del BO Francisco de Ulloa del CICESE. Este trabajo fue posible gracias a una beca otorgada por CONACyT al autor para sus estudios de posgrado. Finalmente, gracias a un revisor anónimo por sus valiosos comentarios y sugerencias al manuscrito.

REFERENCIAS

- Ayala Y, Chávez H. 1985. Una nota sobre la colecta de larvas y juveniles de langosta roja *Panulirus interruptus* (Randall) en la costa occidental de Baja California, México. *Cienc. Mar.* 11: 93-100.

- Bograd SJ, DiGiacomo PM, Durazo R, Hayward TL, Hyrenbach KD, Lynn RJ, Mantyla AW, Schwing FB, Sydeman WJ, Baumgartner T, Lavaniegos B, Moore CS. 2000. The state of the California Current, 1999–2000: Forward to a new regime? Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 41: 26–52.
- Checkley DM, Dotson RC, Griffith DA. 2000. Continuous underway sampling of eggs of Pacific sardine (*Sardinops sagax*) and northern anchovy (*Engraulis mordax*) in spring 1996 and 1997 off southern and central California. Deep-Sea Res. 47: 1139–1155.
- Durazo R, Baumgartner T, Bograd S, Collins C, de la Campa S, Garcia J, Gaxiola G, Huyer A, Hyrenbach KD, Loya D, Lynn RJ, Schwing FB, Smith R, 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.
- FAO. 2007. FAO yearbook. Fishery statistics: capture production 2006. FAO Fishery Series N. 60. Rome, Italy, FAO.
- García-Córdova J, Durazo-Arvizu R, Baumgartner TR, Lavaniegos-Espejo BE, Gaxiola-Castro G. 2000. Hidrografía en la zona sureña del sistema de la Corriente de California. Campaña IMECOCAL 0001/02. B/O Francisco de Ulloa. Enero 14-Febrero 2 de 2000. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE. 134 pp.
- García-Kauffman I. 2009. Variación espacio-temporal de estadios larvarios de langosta roja *Panulirus interruptus* (Randall, 1840) en la costa occidental de la Península de Baja California, en un período anómalo frío (1999–2001). Tesis de Maestría. CICI-MAR-IPN. 74 pp.
- Johnson MW. 1956. The larval development of the California spiny lobster *Panulirus interruptus* (Randall), with notes on *P. gracilis* (Streets). Proc. Calif. Acad. Sci. Fourth Ser. 29: 1–19.
- Johnson MW. 1960a. The offshore drift of larvae of the California spiny lobster *Panulirus interruptus*. Symposium on the Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 7: 527–541.
- Johnson MW. 1960b. Production and distribution of larvae of the spiny lobster *Panulirus interruptus* (Randall) with records on *P. gracilis* (Streets). Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 7: 413–462.
- Lavaniegos BE, Hernández-León JC, Mejía-Acosta SJ, Jiménez-Pérez LC. 2004. Biomasa y estructura del zooplancton frente a la costa occidental de Baja California (cruceros IMECOCAL 0001, 0004, 0007, 0010). Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Oceanografía Biológica, CICESE, 61 pp.
- Lavaniegos BE, Ambríz-Arreola I, Hereu C, Jiménez-Pérez 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.
- Muñoz-García IR. 1997. Abundancia y dispersión de filosomas de *Panulirus Spp.* durante 1989–1992 en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa. Tesis de Maestría en Ciencia Pesquera y Biología Pesquera. Facultad de Ciencias del Mar, Universidad Autónoma de Sinaloa. México. 88 pp.
- Ortuño-Manzanarez G. 2003. Abundancia y distribución de larvas filosoma de langosta roja (*Panulirus interruptus*) en la parte sur de la corriente de California durante el 2000. Tesis de Maestría. CICESE. Ensenada, México, 148 pp.
- Peñaloza-Mayorazgo M. 2003. Distribución de larvas filosoma de langosta roja (*Panulirus interruptus*) en la Costa Occidental de la Península de Baja California, México (1997–1998). Tesis de licenciatura. Escuela Superior de Ecología Marina. Universidad Autónoma de Guerrero. México. 40 pp.
- Peñaloza-Mayorazgo M. 2008. Dinámica larval de langosta roja (*Panulirus interruptus*) en la costa occidental de la Península de Baja California, México, durante el ENOS 1997–1999. Tesis de Maestría en Ciencias en Manejo de Recursos Marinos, CICIMAR, IPN México. 75 pp.
- Pringle JD. 1986. California spiny lobster (*Panulirus interruptus*) larval retention and recruitment: a review and synthesis. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 43: 2142–2152.
- Smith P, Richardson S. 1977. Standard techniques for pelagic fish eggs and larvae surveys. FAO Fish. Tech. Paper. 175: 1–100.
- Vega VA, 2003. Reproductive strategies of the spiny lobster *Panulirus interruptus* related to the marine environmental variability off central Baja California, Mexico: Management Implications. Fish. Res. 65: 123–135.

Fase larval de la langosta roja durante 1997–1999

ME Hernández-Rivas, MC Peñaloza-Mayorazgo*,
R González-Armas

RESUMEN

La langosta roja (*Panulirus interruptus*) presenta un ciclo de vida muy complejo compuesto por once estadios larvarios sujetos a la influencia de procesos oceanográficos como giros, corrientes y surgencias. Se analizaron 505 muestras de zooplancton de ocho cruceros oceanográficos realizados por el programa IMECOCAL entre 1997 y 1999 en la costa occidental de la Península de Baja California. Se registró presencia de larvas en intervalos de temperatura y salinidad de 14.7–25.8 °C y 33.10–34.62, respectivamente. Los estadios iniciales (I–IV) se registraron en los muestreos de verano, los intermedios (V–VIII) en otoño e invierno y los finales (IX–XI) en primavera, culminando en el verano del siguiente año con la presencia de puerulos pelágicos. Esto sugiere que la duración de la fase pelágica de las larvas de esta especie es aproximadamente de un año, por lo que en el presente estudio se registraron tres cohortes en desarrollo larvario. Los estadios iniciales, algunos

Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas-IPN. Av. Instituto Politécnico Nacional S/N, Col. Playa Palo de Santa Rita. La Paz, Baja California Sur 23096. mrvivas@ipn.mx.

* Alumna del programa de Posgrado en Manejo de Recursos Marinos del CICIMAR-IPN.

finales y la fase de puerulo se encontraron cerca de la costa, mientras que los estadios intermedios tuvieron una distribución más oceánica. En base a los resultados de este trabajo se confirma que, latitudinalmente, existen dos zonas (norte y sur) de retención y posibles asentamientos por la presencia principalmente de estadios iniciales y finales durante todo el periodo de estudio.

Palabras clave: filosoma, langosta roja, fase pelágica, cohorte, costa occidental, Baja California.

ABSTRACT

The spiny lobster (*Panulirus interruptus*) displays a very complex life cycle, including eleven larval stages, and is subject to the influence of oceanographic processes like gyres, currents and upwelling. A total of 505 plankton samples were analyzed from eight cruises carried out by the IMECOCAL program from 1997 to 1999 along the west coast off the Baja California Peninsula. Presence of larvae was recorded in ranges of temperature and salinity between 14.7–25.8 °C and 33.10–34.62, respectively. Early larval developmental stages (I–IV) were found in summer, followed by intermediate larval stages (V–VIII) by the end of autumn, and final larval stages (IX–XI) in spring, culminating with the presence of pelagic puerulus in summer of the following year. These results suggest that the duration of the phyllosoma pelagic phase is approximately one year; therefore three cohorts of larval development were recorded in this study. Early larval developmental stages, some final stages and puerulus were recorded nearshore, while intermediate stages were more oceanic. Based on the results of this study, two latitudinal zones (north and south) are confirmed as retention and settlement areas due to the presence of early and final stages during the study period.

Keywords: phyllosoma, red lobster, pelagic phase, west coast, Baja California.

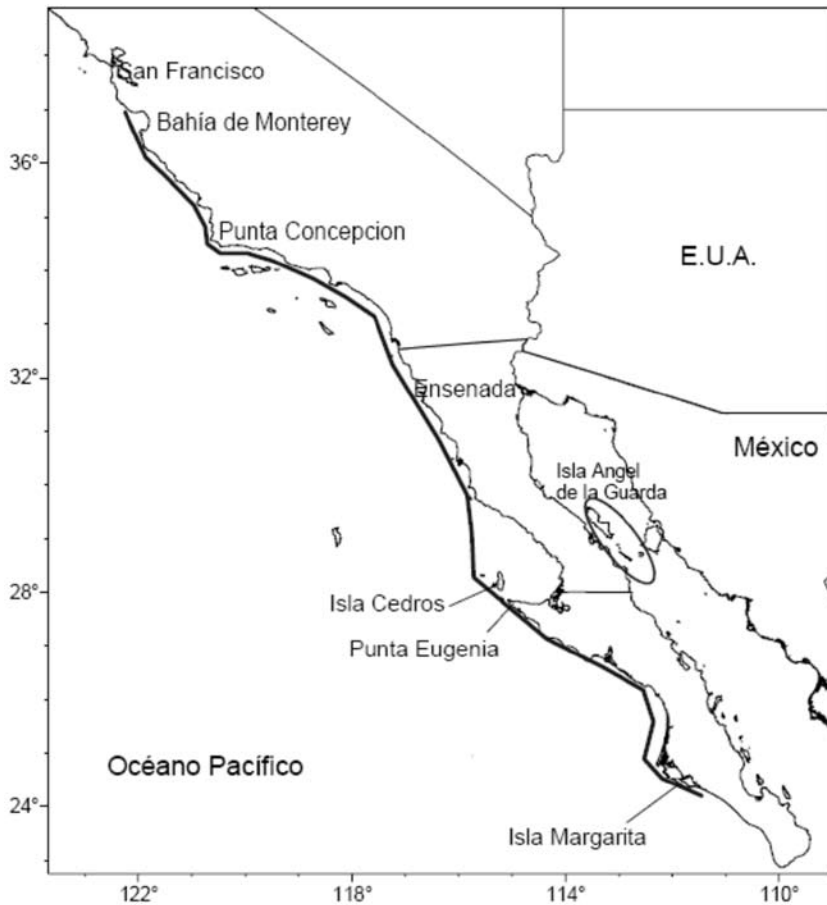
INTRODUCCIÓN

En la Península de Baja California, principalmente en su costa occidental, se explota comercialmente la langosta roja (*Panulirus interruptus* Randall, 1840), que representa uno de los recursos pesqueros más importantes de México y ocupa los primeros lugares de explotación entre los crustáceos (Díaz-Arredondo y Guzmán

del Próo 1995, Vega *et al.* 1996). La langosta es un producto bien cotizado en los mercados nacional e internacional y su pesquería constituye una actividad económica muy importante, sobre todo en el noroeste de México en donde es una especie abundante y se explota intensivamente. Baja California Sur (BCS) contribuye con alrededor del 50% de la captura de langosta en México (Vega *et al.* 1996, SAGARPA 2003). En las últimas cuatro décadas la producción de este crustáceo ha oscilado entre 900 y 1,900 toneladas, con una media anual de 1,300 toneladas, de las cuales el 97% de la captura está constituida por *P. interruptus* y el porcentaje restante lo constituyen las capturas de especies tropicales como *P. inflatus* (langosta azul) y *P. gracilis* (langosta verde). La langosta roja es típica de las aguas templadas de la Corriente de California y llega hasta latitudes subtropicales. *Panulirus interruptus* se distribuye desde San Luis Obispo, California, EUA. (35°N), hasta el sur de Isla Margarita, BCS, México (24°N). Su área de mayor concentración se encuentra entre Punta Concepción, California (34.44°N), e Isla Cedros, Baja California, México (28°N) (Johnson 1971). Sin embargo, también existen registros de su presencia en la costa oriental de la península, con algunos individuos dentro del Golfo de California alrededor de Bahía de Los Ángeles, Isla Tiburón y áreas aledañas (Hendrickx 1995, Campos 2007) (fig. 1).

El ciclo de vida de la langosta es largo y complejo (Briones *et al.* 1997). Sus larvas filosomas permanecen flotando en el plancton de 6 a 11 meses dependiendo de la especie (Johnson 1960a, Buesa 1969), tiempo en el que pasan por lo menos por 11 etapas (Johnson 1956) y numerosas mudas desarrollando nuevas estructuras y aumentando de tamaño (fig. 2, lámina 1). Es común encontrar los últimos estadios (IX, X y XI) lejos de la costa, mientras que los primeros (I, II, III y IV) generalmente se presentan en altas densidades a lo largo cerca de la costa peninsular y de las islas en áreas habitadas por adultos de la especie (Gracia y Kensler 1980). La filosoma en el estadio XI sufre una metamorfosis y adquiere una estructura muy parecida al adulto, transparente y con antenas muy largas, llamada puerulo. El cambio de filosoma a puerulo puede suceder aún fuera de la plataforma continental (Phillips y Macmillan 1987) y éste último regresa a la costa nadando o permanece a la deriva ya que todavía no es completamente independiente de las corrientes. En la etapa larvaria, factores independientes de la densidad de la población son los principales causantes de la mortalidad, la cual puede ser hasta de más del 99% (Buesa 1969). Esto se debe principalmente a la acción de los sistemas de corrientes que arrastran las larvas a zonas adversas para su desarrollo, donde mueren (Chittleborough y Thomas 1969). Entre los procesos advectivos que influyen

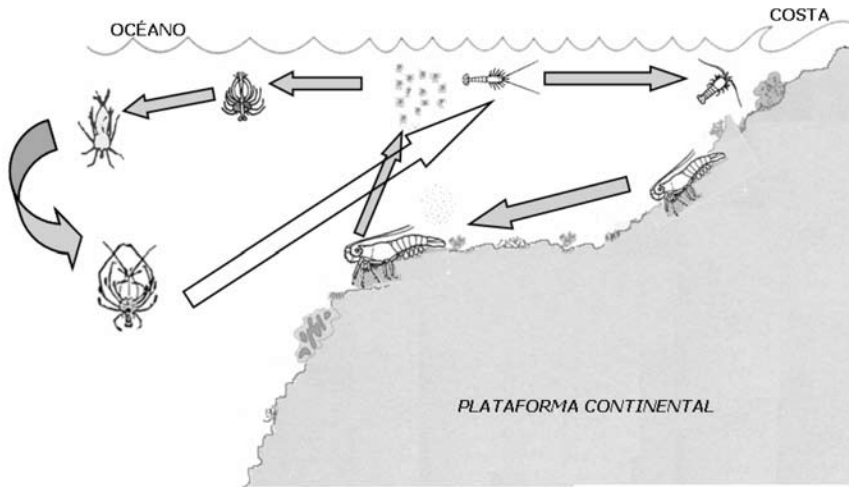
Figura 1. Área de distribución de la langosta roja *Panulirus interruptus* delimitada por la línea paralela a la costa y la elipse en el Golfo de California.



en la dispersión y la retención de las larvas se incluyen giros, meandros, corrientes costeras y corrientes superficiales inducidas por los vientos, que son responsables de la retención de larvas filosas y aseguran el reclutamiento de la población (Johnson 1960b, Lipcius y Eggleston 2000).

Si bien los estudios sobre larvas de langosta en el área de la Corriente de California se remontan a 1956, hasta la fecha no se conoce con certeza la duración de la fase pelágica de estos organismos. En el presente estudio esta duración ha sido determinada con información obtenida entre 1997 y 1998.

Figura 2. Ciclo de vida de las langostas espinosas del género *Panulirus*.



MATERIAL Y MÉTODOS

El material biológico y los datos oceanográficos utilizados en este trabajo provienen de ocho cruces oceanográficos realizados por el programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), con periodicidad estacional, frente a la costa occidental de la Península de Baja California (ver fig. 1 de Durazo y Gaxiola-Castro este volumen) de octubre de 1997 a octubre de 1999. Se recolectaron un total de 505 muestras de zooplancton. La metodología de colecta es descrita por Lavaniegos *et al.* (este volumen). Los datos hidrográficos fueron tomados de los informes técnicos de investigación de IMECOCAL (<http://imecocal.cicese.mx/texto/prod/tecnic.html>).

Se revisaron en su totalidad las muestras de plancton de una de las redes y se extrajeron todas las larvas de langosta (filosomas y puerulos). A cada larva se le determinó el estadio de desarrollo siguiendo los criterios de Johnson (1956) con ayuda de un microscopio estereoscópico. El número de filosomas y puerulos recolectados en cada estación de muestreo se estandarizó a 10 m² de superficie marina de acuerdo con Smith y Richardson (1979). Los 11 estadios de desarrollo filosoma fueron agrupados de acuerdo con Johnson y Knight (1966) y Pringle (1986) como estadios iniciales (I–IV), intermedios (V–VIII) y finales (IX–XI y puerulos).

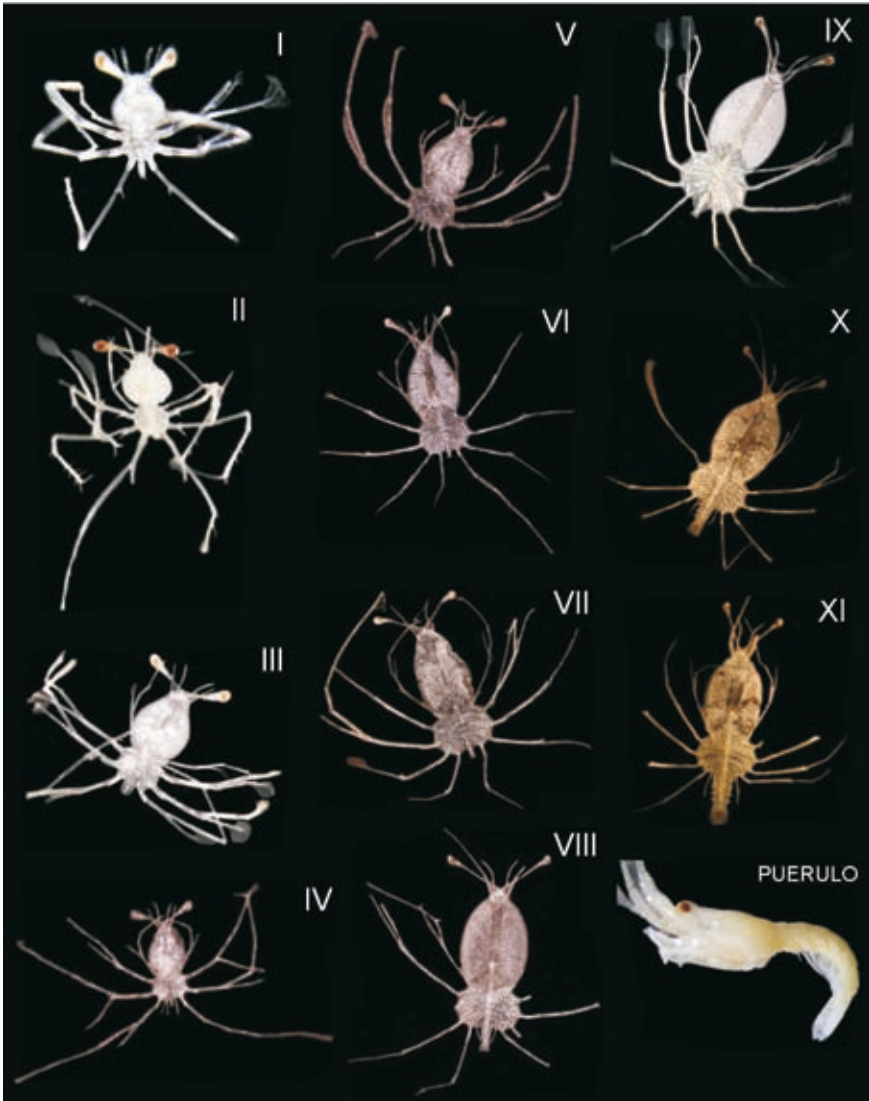
RESULTADOS

Abundancia de larvas y cohortes

De todas las muestras se obtuvieron un total de 2,371 larvas filosomas/10m² y 23 puerulos/10m² de langosta roja. Para el periodo de estudio se registraron todos los estadios de desarrollo: 11 estadios de larva filosoma y la fase de puerulo. Los registros fueron positivos en todas las campañas del año, aunque con fluctuaciones estacionales y espaciales asociadas a las características oceanográficas del área de estudio. En términos generales los cruceros realizados durante los otoños de 1997, 1998 y 1999 presentaron las mayores abundancias de larvas (532, 482 y 312 larvas/10m² respectivamente). Los cruceros de los veranos de 1998 y 1999 presentaron abundancias de 291 y 412 larvas/10m². Para los inviernos de 1998 y 1999 las abundancias disminuyeron hasta 156 y 119 larvas/10m² respectivamente, mientras que el menor número de larvas de todo el periodo de estudio correspondió al crucero de primavera de 1999, con 91 larvas/10m² (fig. 3a). En la tabla 1 se muestran de manera general los valores de temperatura y salinidad registrados a lo largo de los tres años de estudio, en donde hubo presencia de larvas. Durante este estudio se registró un amplio intervalo de temperatura de 14.7–25.8 °C y la salinidad varió entre 33.10 y 34.62. Los estadios de desarrollo larval mostraron una progresión a lo largo del tiempo, con una dominancia de los primeros estadios en los muestreos de verano, especialmente con abundancia relativa de los estadios I, II y III, lo que sugiere un período de desove/eclosión reciente. Durante el verano también se presentaron los últimos estadios X, XI y la fase puerulo (fig. 3b). En los muestreos de otoño se observaron la mayoría de los estadios de desarrollo con excepción del estadio II y XI, y los más abundantes fueron los intermedios, entre los que sobresalen los estadios V, VI y VII. En invierno se observaron los estadios intermedios y finales con predominancia de los estadios VIII–X. Para la temporada de primavera se observaron abundancias muy similares a las de invierno, con un dominio importante de los estadios VII–XI, siendo el estadio final (XI) el más abundante, lo que indica el fin del periodo de desarrollo y la conclusión del periodo larval (fig. 3b).

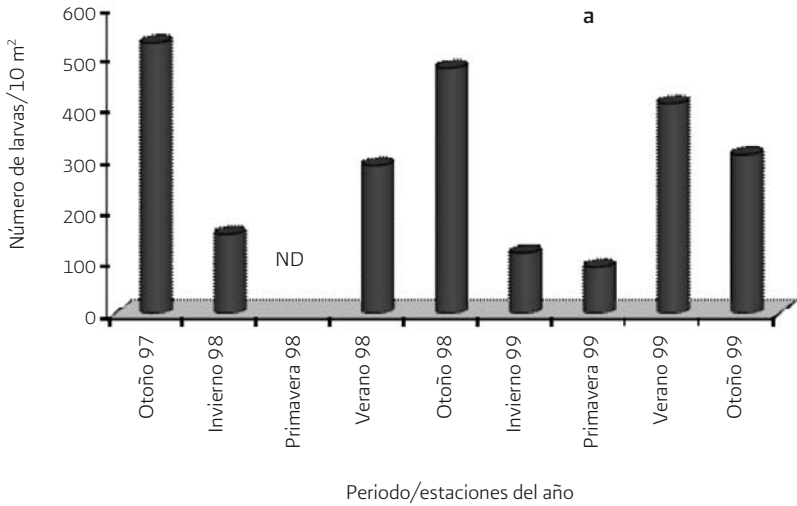
Los resultados anteriores sugieren que la duración de la fase pelágica de la langosta roja, desde filosoma I hasta puerulo, es de aproximadamente un año. El análisis de la distribución de larvas por estadio de desarrollo para cada crucero muestra que en el periodo de estudio se registraron tres cohortes (fig. 3b). La primera co-

Lámina 1. Estadios de larvas de la langosta roja *Panulirus interruptus*.



horte muestreada inició su desarrollo en el verano de 1997, cuando el programa de muestreo IMECOAL no estaba aún activo, ya que para el otoño de 1997 se observó una gran incidencia de estadios intermedios y pocos estadios finales que siguiendo la moda (fig. 4, barras en negro) fueron encontrados de manera conspicua en invierno de 1998. El término del desarrollo larvario de esta primera cohorte

Figura 3. (a) Abundancia de larvas de langosta por cada 10 m² de superficie marina, recolectadas para cada uno de los cruceros IMECOCAL analizados. (b) Abundancia relativa de larvas filosas por estadio de desarrollo y la fase de puerulo para cada temporada del año.



ND = No datos

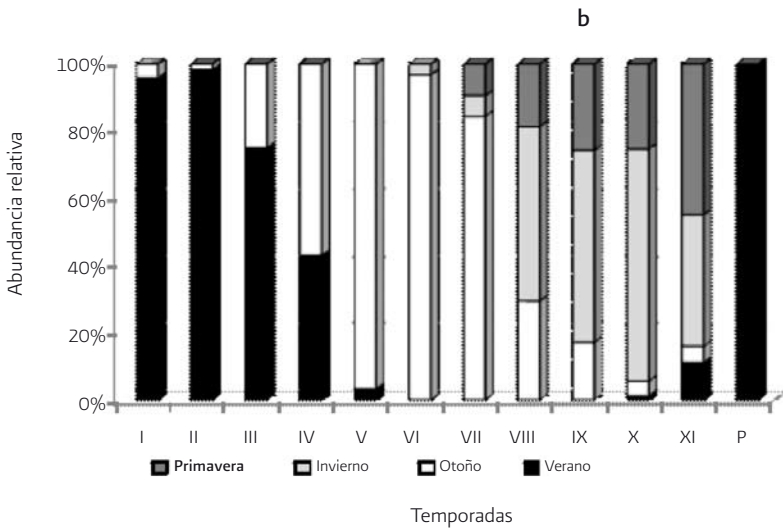


Tabla 1. Promedios, mínimos y máximos de temperatura y salinidad a 10 m de profundidad en estaciones positivas (presencia de organismos) para cada uno de los cruces analizados durante 1997–1999.

Temperatura (°C)				Salinidad		
Crucero	Media	Mínima	Máxima	Media	Mínima	Máxima
9710	24.2	23.0	25.8	34.05	33.68	34.37
9801	19.0	17.4	20.4	34.17	33.70	34.59
9807	20.8	17.7	22.7	33.70	33.32	34.62
9810	20.5	19.2	21.4	33.65	33.35	33.92
9901	16.8	16.2	17.3	33.62	33.51	33.70
9904	16.4	14.7	18.8	33.69	33.49	33.95
9908	18.7	16.0	21.1	33.58	33.47	33.74
9910	21.0	19.6	22.6	33.26	33.10	33.60

en verano de 1998 fue indicado por la presencia de los estadios finales. Al inicio de la siguiente cohorte es cuando mejor se observa la progresión en el desarrollo de las larvas. Esta cohorte inició en verano de 1998 con la presencia de los primeros estadios de desarrollo (fig. 4, barras en gris), seguidos en otoño del mismo año por un número importante de estadios intermedios. Para el invierno y la primavera de 1999 se observaron estadios finales y finalmente la cohorte concluye en verano de 1999 con la presencia de estadios finales y la fase de puerulo. Al mismo tiempo, la tercera cohorte (fig. 4, barras achuradas) inicia en el verano de 1999 con la presencia de estadios iniciales seguidos más tarde en el otoño de 1999 por los estadios intermedios.

Los primeros estadios de desarrollo (I–III) de la langosta roja mostraron dos áreas de concentración separadas en cuanto a su distribución espacial, la primera y más importante entre Punta Canoas y Bahía San Hipólito, y la segunda desde Ensenada hasta Punta Baja con menores concentraciones. La zona de mayor concentración de los estadios antes mencionados se situó en una franja entre Bahía Tortugas y Bahía Asunción (fig. 5).

DISCUSIÓN

En este estudio se encontraron mayores abundancias de larvas filosomas en estadios intermedios durante el otoño de 1997, independientemente de que no se muestreó la red completa de estaciones IMECOCAL, coincidiendo con las al-

Figura 4. Progresión de cohortes de larvas fillosoma y puerulo de *P. interruptus*, por cada 10 m² de superficie a lo largo del período de estudio (1997–1999).

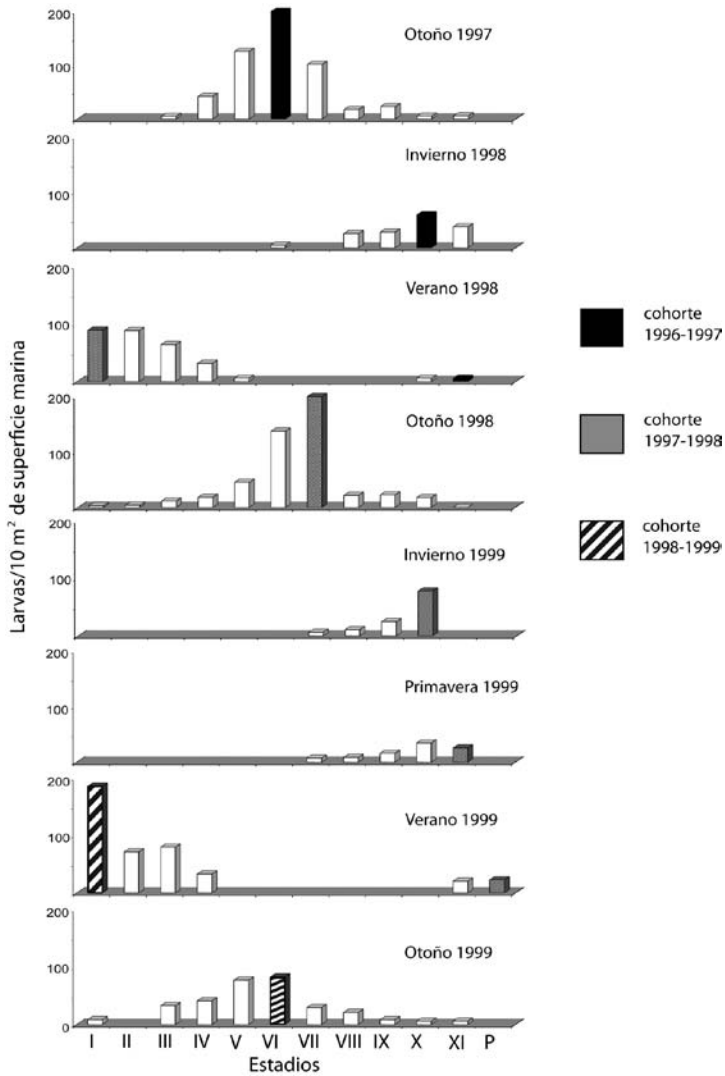
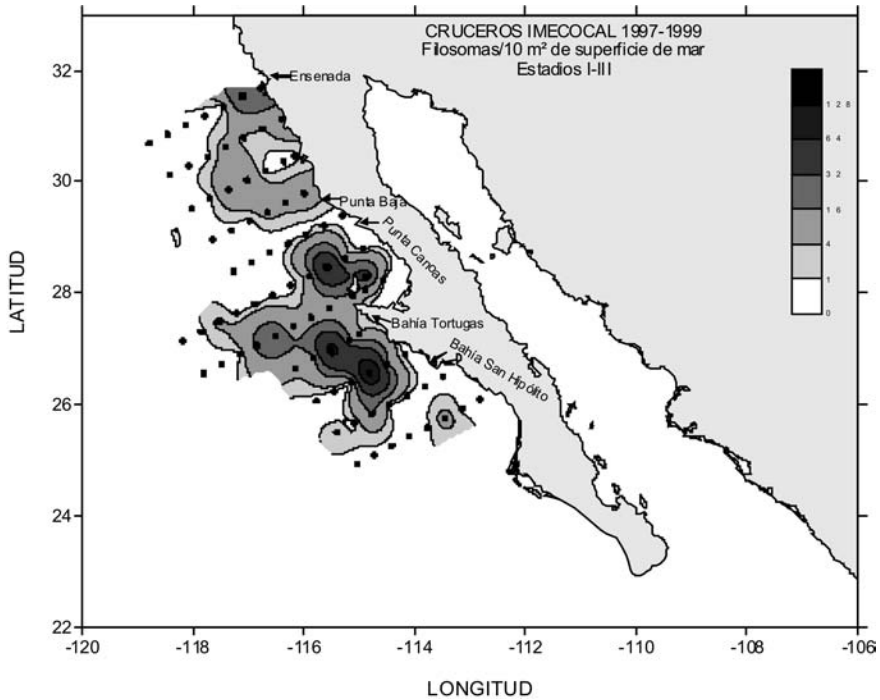


Figura 5. Centros de eclosión de *Panulirus interruptus* en la costa occidental de la Península de Baja California.



tas temperaturas y salinidades ocasionadas por El Niño 1997-1998 (Durazo y Baumgartner 2002). En los cruceros de 1998, aún con la influencia de El Niño, disminuyeron la temperatura y las abundancias de larvas. Sin embargo, en otoño de 1998 nuevamente se encontró una gran abundancia de estadios intermedios. Vega (2003) concluye que las aguas cálidas estimulan la reproducción de las langostas en verano y, por lo tanto, es muy factible encontrar un incremento en la abundancia de los estadios intermedios para estas temporadas. Por el contrario, en otoño de 1999 disminuyó la abundancia de los estadios intermedios en coincidencia con el evento La Niña y las bajas temperaturas, que continuaron hasta 2000 (Hayward *et al.* 1999). No se registraron estadios iniciales en los inviernos de 1998 y 1999, aunque si estadios finales en ambas temporadas. De acuerdo con Johnson (1960b) los estadios finales (X y XI) predominan en el invierno. En el muestreo de verano de 1998 (julio) los estadios iniciales se encontraron distribuidos en las estaciones oceánicas, en contraste con el verano de 1999 (agosto)

cuando se registró la mayor presencia de estadios iniciales (estadio I) distribuidos muy cerca de la costa. Esto pudiera indicar que las bajas temperaturas presentes en la zona de estudio durante la influencia de La Niña provocaron que el proceso de eclosión de las langostas se prolongara. Aunado a esto, se capturaron langostas en la fase de puerulo en estaciones cercanas de la costa, lo que no ocurrió en verano de 1998 debido a que quizá los puerulos ya estaban muy cerca de la costa o asentados en el sustrato, dadas las relativamente altas temperaturas registradas en agosto de ese año. El Niño 1997-1998 estimuló positivamente los asentamientos de puerulos y juveniles (Guzmán del Prío *et al.* 2003), además de que se registró la tasa de asentamientos más alta del periodo comprendido entre 1998 y 2005 (Arteaga-Ríos *et al.* 2007). Por otro lado, entre las temporadas de otoño donde se encontraron los estadios intermedios se observó que en 1998 el estadio VII fue el más abundante mientras que en otoño de 1999 lo fueron los estadios V y VII. Es posible inferir que El Niño acelera el proceso reproductivo y/o desarrollo de la langosta roja ya que éste origina un adelanto en el periodo de eclosión, mientras que durante La Niña se observa un pequeño retraso en la eclosión de las larvas como resultado de las bajas temperaturas. Esto sugiere que *P. interruptus* ha desarrollado estrategias reproductivas para asegurar un reclutamiento exitoso en un ambiente tan dinámico como la región IMECOCAL.

La langosta roja es típica de las aguas templadas y latitudes subtropicales de la Corriente de California, siendo la temperatura uno de los principales factores que influyen en el crecimiento y la sobrevivencia de sus estadios larvarios. Johnson y Brinton (1963) mencionan que las temperaturas frías tienden a retardar el proceso de desarrollo y permiten una deriva de las larvas hacia áreas más adecuadas para su asentamiento. Por otra parte, las temperaturas cálidas durante los periodos de El Niño promueven una madurez anticipada de los adultos y aceleran significativamente el desarrollo embrionario (Vega 2003), lo que favorece la eclosión y el desarrollo de estadios tempranos de larvas filosomas. A pesar de que hay antecedentes sobre la duración del ciclo de vida de otras especies de langosta alrededor del mundo como *Jasus frontalis*, con una duración de entre 112 y 160 días y hasta 370 días desde nauplosoma hasta puerulo (Dupre y Guisado 1996), y *Jasus edwardsii* en Nueva Zelanda, con una duración de 12 hasta 24 meses (Booth 1994) en el medio natural y de 10 meses en condiciones de laboratorio (Kitaka *et al.* 1988, Kitaka 1994), aún no se sabe con exactitud el tiempo exacto de todo el desarrollo larvario de la langosta roja. En base a material planctónico preservado recolectado entre 1949 y 1955, Johnson (1960a) concluyó que el

desarrollo larval completo de *P. interruptus* toma 7.75 meses. Sin embargo, la capacidad de diferentes especies de langosta de prolongar su vida larval en el último estadio favorece el encontrar un sitio adecuado para su asentamiento y las provee de una mayor capacidad de dispersión, garantizando una metamorfosis exitosa una vez que encuentran las condiciones adecuadas (Phillips y Macmillan 1987). En este sentido, los análisis de abundancia temporal de los estadios filosomas y la observación de tres cohortes realizados en este trabajo indican que la duración del ciclo larvario de la langosta roja es de aproximadamente un año, con desoves evidenciados por la presencia de estadios iniciales en los meses de verano que se identifican en las colectas como estadios finales y puerulos al cabo de un año. En el plano latitudinal se observaron dos áreas de eclosión de las larvas, una que se registra de Ensenada a Punta Baja con la presencia de estadios iniciales, y otra en Isla Cedros y al sur de Punta Eugenia (fig. 5). Esto es quizá debido a que las larvas se encuentran sujetas a la influencia de las corrientes y a un prolongado periodo larval, factores que contribuyen a la aparente alta dispersión a lo largo de la costa de la Península de Baja California. Los resultados obtenidos en este estudio de 1997 a 1999 tienden a reflejar un acoplamiento entre la distribución de las larvas de langosta roja con la dinámica oceánica del área de estudio debido a su amplio período larval. Como se ha observado en estudios anteriores (Johnson 1971, Pringle 1986) y en los resultados del presente trabajo, las relaciones entre la reproducción y el ambiente en la langosta roja sugieren que los patrones reproductivos y reclutamiento larval de *P. interruptus* se acoplan a cambios estacionales de la Corriente de California.

En términos generales los resultados encontrados en este estudio coinciden con los de otros autores al analizar la dinámica de las larvas en relación con las condiciones oceanográficas. A diferencia de los estudios anteriores se establece un ciclo larvario completo de un año para la langosta roja y se proponen dos centros de eclosión que aportan reclutas de manera diferencial a las poblaciones adultas a lo largo de la costa occidental de la Península de Baja California. Estos resultados podrían incidir en un mejor manejo de esta pesquería tan importante para México.

REFERENCIAS

- Arteaga-Ríos LD, Carrillo-Laguna J, Belmar-Pérez J, Guzman del Prío SA. 2007. Post-larval settlement of California spiny lobster *Panulirus interruptus* in Bahía Tortugas, Baja California and its relationship to the commercial catch. Fish. Res. 88: 51–55.

- Booth JD. 1994: *Jasus edwardsii* larval recruitment off the east coast of New Zealand. *Crustaceana* 66: 295–317.
- Briones P, Lozano E, Cabrera ME, Arceo P. 1997. Biología y ecología de las langostas (Crustacea: Decapoda: Palinuridae). En: Flores-Hernández D, Sánchez-Gil P, Seijo JC, Arreguín-Sánchez F (eds.), *Análisis y Diagnóstico de los Recursos Pesqueros Críticos del Golfo de México*. Universidad Autónoma de Campeche. EPOMEX Serie Científica 7: 81–99.
- Buesa RJ. 1969. Langosta común *Panulirus argus* (Latreille). Hacia nuevos objetivos en su investigación. *Mar y Pesca*. Inst. Nal. Pesca, Cuba. 46: 4–11.
- Campos E. 2007. Comentarios sobre la distribución de la langosta pinta *Panulirus inflatus* y la langosta roja *P. interruptus* (Crustacea: Palinuridae) en el Pacífico mexicano. *Nota Científica*. *Rev. Mex. Biodiv.* 78: 201–204.
- Chittleborough RG, Thomas LR. 1969. Larval ecology of the Western Australian marine crayfish, with notes upon other palinurid larvae from the eastern Indian Ocean. *Australian J. Mar. Fresh. Res.* 20: 199–223.
- Díaz-Arredondo MA, Guzmán del Próo SA. 1995. Feeding habits of the spiny lobster (*Panulirus interruptus*) in Bahía Tortugas, Baja California Sur. *Cienc. Mar.* 21: 439–462.
- Dupré ME, Guisado CA. 1996. Identificación de los primeros estados de phyllosoma de la langosta de Juan Fernández (*Jasus frontalis*) mantenidos en laboratorio. *Invest. Mar.* 34: 39–50.
- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G. 2010. Introducción. 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. 13–18.
- Durazo R, Ramírez-Manguilar AM, Miranda LE, Soto-Mardones LA. 2010. Climatología de variables hidrográficas. 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. 25–57.
- Gracia A, Kensler CB. 1980. Las langostas de México: su biología y pesquería. *An. Centro. Cienc. Mar Limnol. Univ. Nac. Aut. México* 7: 111–128.
- Guzmán del Próo SA, Carreón LP, Belmar JP, Laguna JC, Herrera RF. 2003. Effects of the 'El Niño' event on the recruitment of benthic invertebrates in Bahía Tortugas, Baja California Sur. *Geofís. Intern.* 42: 429–438.
- Hayward TL, Baumgartner TR, Checkley DM, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Mullin MM, Murphree T, Schwing FB, Smith PE, Tegner MJ. 1999. The

- state of California Current in 1998-1999: Transition to cool-water conditions. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 40: 29–61.
- Hendrickx ME. 1995. Checklist of lobster-like decapod crustaceans (Crustacea: Decapoda: Thalassinidea, Astacidea and Palinuridea) from the Eastern Tropical Pacific. An. Inst. Biol. Univ. Nac. Autón. Mexico, Ser. Zool. 66: 151–163.
- Johnson MW. 1960a. The offshore drift of larvae of the California spiny lobster *Panulirus interruptus*. Symposium on the Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 7: 527–541.
- Johnson MW. 1960b. Production and distribution of larvae of the spiny lobsters *Panulirus interruptus* (Randall) with records on *P. gracilis* Streets. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 7: 413–462.
- Johnson MW, Brinton E. 1963. Biological species, water masses and currents. In: Hill MW (ed.), The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas. John Wiley & Sons, New York. Pp. 381–414.
- Johnson MW, Knight M. 1966. The phyllosoma larvae of the spiny lobster *Panulirus inflatus* (Bouvier). Crustaceana 10: 31–47.
- Johnson MW. 1971. The Palinurid and Scyllaridae lobster larvae of the tropical Eastern Pacific and their distribution as related to the prevailing hydrography. Bull. Scripps. Inst. Oceanogr. 19: 1–36.
- Kitaka J, Iwai M, Yoshimura M. 1988. Culture of a hybrid of spiny lobster genus *Jassus* from egg stage to puerulus. Nippon Suisan Gakkaishi 54: 413–17.
- Kitaka J. 1994. Culture of phyllosomas of spiny lobster and its application to studies of larval recruitment and aquaculture. Crustaceana 66: 258–270.
- Lavaniegos BE, Ambriz-Arreola I, Hereu CM, Jiménez-Pérez 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.
- Lipcius RN, Eggleston DB. 2000. Introduction. Ecology and fishery biology of spiny lobsters. En: Phillips BF, Cobb JS, Kitaka J (eds.), Spiny Lobsters: Fisheries and Culture. Oxford, Blackwell Science. Pp. 1–41.
- Phillips BF, Macmillan DL. 1987. Antennal receptors in puerulus and postpuerulus stages of the rock lobster *Panulirus cygnus* (Decapoda: Palinuridae) and their potential role in puerulus navigation. J. Crustac. Biol. 7: 122–135.
- Pringle JD. 1986. California spiny lobster (*Panulirus interruptus*) larval retention and recruitment: a review and synthesis. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 43: 2142–52.

- SAGARPA. 2003. Anuario Estadístico de Pesca 2002. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación. México.
- Smith PE, Richardson SL. 1979. Técnicas modelo para prospecciones de huevos y larvas de peces pelágicos. FAO. Doc. Tec. Pesca 175. 107 pp.
- Vega VA, Espinosa-Castro G, Gómez-Rojo C. 1996. Pesquería de la langosta (*Panulirus spp.*). En: Casas-Valdéz M, Ponce-Díaz G (eds.), Estudio del Potencial Pesquero y Acuícola de Baja California Sur. Secretaría del Medio Ambiente Recursos Naturales y Pesca, Gobierno del Estado de Baja California Sur, Organización de las Naciones Unidas Para la Agricultura y la Alimentación, Universidad Autónoma de Baja California Sur. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Centro Regional de Investigaciones Pesqueras y Centro de Estudios Tecnológicos del Mar. Pp. 227–261.
- Vega VA. 2003. Reproductive strategies of the spiny lobster *Panulirus interruptus* related to the marine environmental variability off central Baja California, Mexico: Management Implications. Mar. Fresh. Res. 65: 123–135.

Caracterización de la comunidad de larvas de peces, 1997–2000

SPA Jiménez-Rosenberg, R Saldierna-Martínez,
G Aceves-Medina, A Hinojosa-Medina, R Funes-Rodríguez,
M Hernández-Rivas, R Avendaño-Ibarra

RESUMEN

Con base en recolectas zooplanctónicas realizadas por IMECOCAL entre septiembre de 1997 y octubre de 2000, se caracterizó a la comunidad de las de larvas de peces de la costa occidental de la Península de Baja California para establecer su variación anual e interanual y relacionarla con eventos oceanográficos detectados durante el periodo de estudio. Se identificaron larvas de 265 taxones de peces, de 91 familias. La estructura observada de la comunidad mostró la complejidad faunística reportada en estudios anteriores para el área, en la que larvas de peces de aguas frías y templadas y de aguas cálidas dominan de manera alternada en invierno-primavera y verano-otoño respectivamente. En la estructura de la comunidad de larvas de peces también se reflejó la variabilidad interanual causada principalmente por los eventos El Niño 1997-1998, y en menor medida por el evento de La Niña 1999-2000.

Palabras clave: larvas de peces, variación anual, El Niño, La Niña

Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas (CICIMAR-IPN). Av. Instituto Politécnico Nacional s/n, Col. Playa Palo de Sta. Rita. La Paz 23096, Baja California Sur. rosenbe@ipn.mx, rsaldier@ipn.mx, gaceves@ipn.mx, ahinojos@ipn.mx, rfunes@ipn.mx, mrvivas@ipn.mx, ravendan@ipn.mx.

ABSTRACT

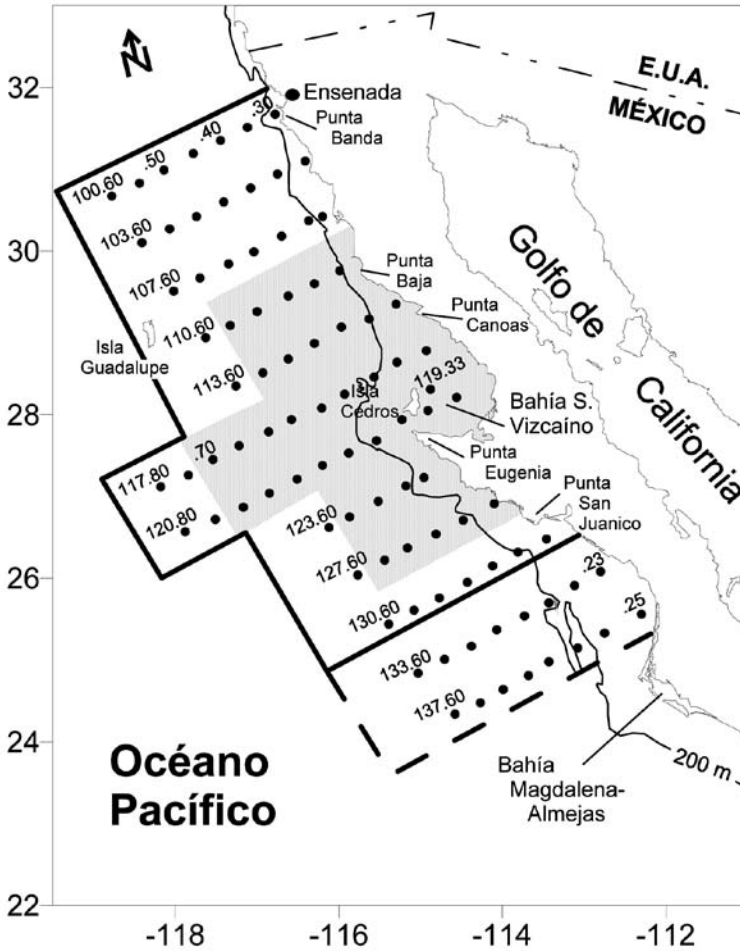
The fish larvae community along the northwestern coast of Baja California Peninsula was characterized based on a zooplankton collection gathered in hauls made by IMECOCAL between September 1997 and October 2000. A total of 265 taxa representing 91 families were identified. The observed fish larvae community structure corroborated the faunal complexity previously reported for the study area, alternatively being dominated by cold-temperate water larvae in winter-spring and by warm water taxa in summer-fall. Inter-annual variability was also observed in the community structure, attributed to El Niño 1997-1998 and at a lesser extent to La Niña 1999-2000.

Keywords: fish larvae, annual variation, El Niño, La Niña

INTRODUCCIÓN

La costa noroccidental de la Península de Baja California (fig. 1) es una región conocida por la importancia comercial de sus recursos pesqueros, e incluye áreas de protección y manejo sustentable de interés prioritario para el gobierno mexicano (Arriaga-Cabrera *et al.* 1998). Existe mucha información sobre las características oceanográficas físicas y químicas de esta zona, así como sobre su biodiversidad, generada en su mayor parte por el programa CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations), que se ha dedicado al estudio sistemático del área de influencia de la Corriente de California desde mediados de los años cuarenta (Scheiber 1990). Con respecto al ictioplancton, desde sus inicios CalCOFI realizó recolectas de zooplancton con especial interés en los huevos y larvas de peces, y enfocándose a especies de importancia comercial, lo que evolucionó a través de los años hacia el estudio ecológico del ictioplancton. A la fecha varios trabajos han descrito las características y variabilidad de esta comunidad (Ahlstrom 1972, Moser *et al.* 1987, Moser y Smith 1993, Funes-Rodríguez *et al.* 2002, 2006, Aceves-Medina 2003, Jiménez-Rosenberg *et al.* 2007). Frente a la costa noroccidental de la península, desde 1997 IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) ha recolectado datos oceanográficos, entre los que se incluyen muestreos de zooplancton, con el objetivo de caracterizar al ecosiste-

Figura 1. Área de estudio: Costa noroccidental de la Península de Baja California y plan básico de estaciones IMECCAL con la isobata de los 200 m. El área sombreada representa las estaciones muestreadas durante otoño de 1997, la línea continua muestra las estaciones más frecuentemente muestreadas entre 1998 y 1999 y la línea discontinua representa las estaciones que adicionalmente empezaron a ser muestreadas a partir de 2000.



ma pelágico de la región para relacionar la variabilidad de sus comunidades con la variabilidad oceánica de escala anual e interanual observada en el Pacífico Norte (Gaxiola-Castro *et al.* 2008). Como una contribución a ello el presente capítulo

caracteriza a la comunidad de larvas de peces presente en el área de estudio entre 1997 y 2000, estableciendo su variación anual e interanual y relacionándola con eventos oceanográficos detectados durante este periodo.

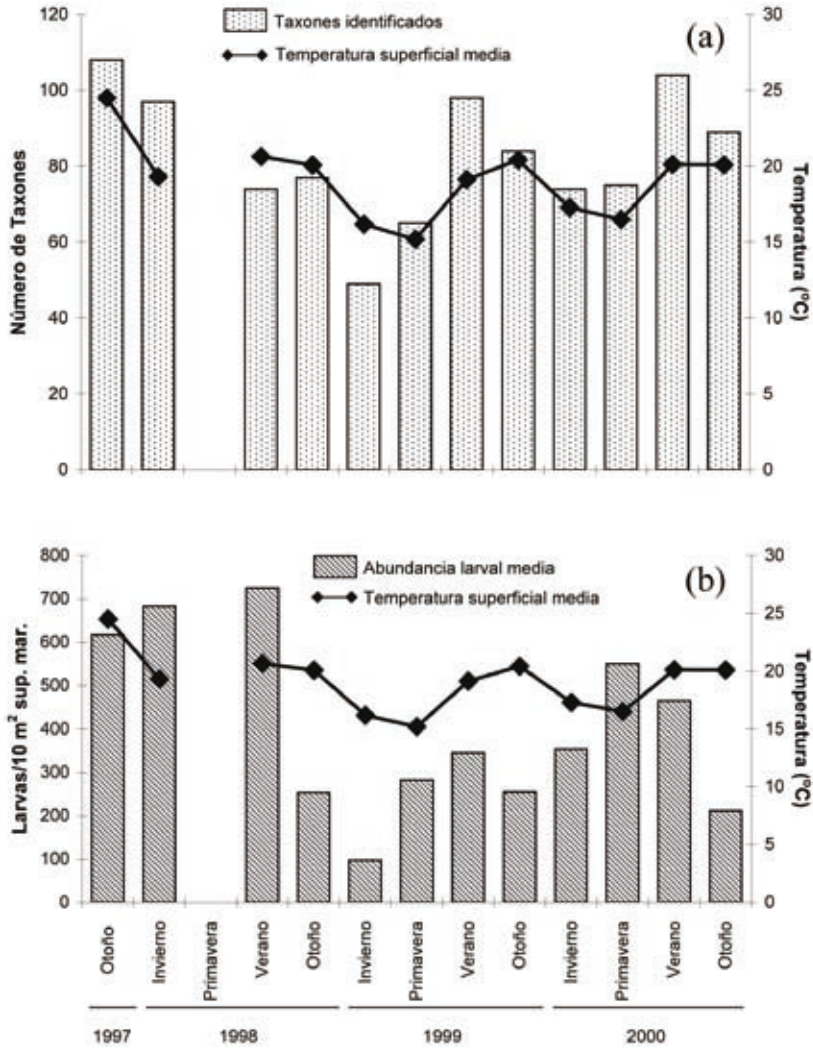
MÉTODOS

El área de estudio se encuentra en la costa noroccidental de la Península de Baja California (fig. 1). Entre otoño de 1997 y otoño de 2000 IMECOCAL efectuó 12 cruceros oceanográficos con periodicidad estacional, excepto en la primavera de 1998. Se recolectaron muestras de zooplancton mediante arrastres oblicuos (Kramer *et al.* 1972, Smith y Richardson 1977) en un promedio de 67 estaciones de una red de 91 (fig. 1). En el crucero de otoño de 1997 se muestrearon únicamente Bahía Vizcaíno y su zona oceánica adyacente (fig. 1). En los cruceros de 1998 y 1999 los transectos que más frecuentemente se muestrearon fueron del 100 al 130 (fig. 1) y a partir de 2000 se muestrearon adicionalmente las estaciones de los transectos 133 y 137 (fig. 1). El ictioplancton se extrajo de las muestras de zooplancton sin fraccionar y sus larvas se identificaron al máximo nivel taxonómico posible. El número de larvas por especie se estandarizó a una superficie marina de 10 m² (Smith y Richardson 1977) y la caracterización de la estructura de la comunidad se efectuó con base en la presencia y abundancia estacional de las mismas y en su dominancia (Sokal y Rohlf 1985) con respecto al hábitat y afinidad de las especies que representan (Eschmeyer 2008).

RESULTADOS

En los doce cruceros realizados se recolectaron un total de 53,502 larvas representantes de 265 taxones pertenecientes a 91 familias de peces. En otoño de 1997 se identificaron 108 taxones de peces, el máximo registrado en el periodo de estudio (fig. 2a). Durante este crucero se registró también el promedio más elevado de temperatura superficial del mar (TSM = 24°C) debido a la influencia del evento El Niño 1997-1998. El menor número de taxones se registró durante invierno de 1999 (fig. 2a), cuando también se registró uno de los menores promedios de TSM (16.2°C) debido a la variabilidad estacional influenciada por el evento La Niña 1999-2000. Con excepción del invierno de 1998, los meses de invierno y primavera tuvieron un menor número de taxones que los meses de verano y otoño (fig. 2a).

Figura 2. Número de taxones identificados, promedio de abundancia larval y temperatura superficial del mar en los cruceros realizados entre 1997 y 2000 en la costa noroccidental de la Península de Baja California.



En cuanto a la abundancia larval (AL), los promedios registrados durante el periodo de estudio fueron mayores durante primavera y verano, y menores durante otoño e invierno (fig. 2b). En 1999, junto con las TSM más bajas de todo el pe-

riodo de estudio, los meses de invierno y primavera registraron los menores valores de AL (fig. 2b). En otoño de 1997 e invierno de 1998, se obtuvieron los valores más altos de AL para estas temporadas (fig. 2b).

De los 265 taxones de peces cuyas larvas estuvieron presentes en el área, sólo 36 fueron dominantes durante alguna época del año (tabla 1). Los taxones de hábitat mesopelágico presentaron las mayores AL durante todo el periodo de estudio (fig. 3a-d), con *Vinciguerria lucetia* y *Diogenichthys laternatus* como especies dominantes prácticamente durante todo el año (tabla 1), y *Triphoturus mexicanus* durante primavera, verano y otoño (tabla 1). En segundo lugar en cuanto a abundancia se ubicaron las larvas de pelágico-costeros (fig. 3a, b), con *Engraulis mordax*, *Sardinops sagax* y *Scomber japonicus* como especies dominantes principalmente durante invierno y primavera (tabla 1). Las especies demersales se ubicaron en tercer lugar en cuanto a AL, con sus mayores abundancias durante invierno y otoño (fig. 3a, d). La especie demersal *Synodus lucioceps* fue la que más destacó en todo el periodo de estudio, ya que dominó principalmente en otoño y en el anómalamente cálido invierno de 1998 (tabla 1). Las AL de los taxones epipelágicos fueron las menores en todo el periodo de estudio (fig. 3a-d), y entre ellas únicamente se notó la dominancia de las larvas del epipelágico oceánico *Trachurus symmetricus* durante la primavera (tabla 1).

En el área se registró la presencia de larvas de peces de aguas cálidas (tropical y subtropical) y templadas y frías (subártica). En general, con respecto a la afinidad zoogeográfica se observan dos tendencias en relación al número de taxones registrados: durante verano y otoño la proporción larval de especies de aguas cálidas fue mayor que la de especies de aguas frías (fig. 4a); esta tendencia se revirtió durante primavera e invierno, con excepción del invierno de 1998 (fig. 4a), cuando se registró la TSM más elevada para esta temporada de todo el periodo de estudio. Con respecto a la AL, durante verano y otoño la proporción de las larvas de especies de aguas cálidas fue mayor que la de especies de aguas frías (fig. 4b). En el caso de la temporada de invierno-primavera, para 1998 sólo se tienen los datos de invierno, en los que se observa que el porcentaje de AL de las especies de aguas cálidas es del 80% (fig. 4b); en 1999 para esta temporada, las larvas de aguas cálidas presentan abundancias mayores que las de aguas frías, pero son menos abundantes que durante el invierno de 1998 (fig. 4b), mientras que durante el 2000 las larvas de especies de aguas frías presentan abundancias de casi el doble que las de aguas cálidas (fig. 4b).

DISCUSIÓN

Se observó que en general la comunidad de larvas de peces muestra la diversidad faunística que caracteriza al área de estudio, lo que resulta consistente con lo encontrado por otros autores que atribuyen una importante influencia a las masas de agua del Pacífico Tropical Oriental, del Pacífico Norte, del Subártico y Transicional frente la costa noroccidental de la Península de Baja California (Ahlstrom 1972, Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz 1982, Loeb *et al.* 1983, Moser *et al.* 1987, Danemann y De la Cruz-Agüero 1993, Moser y Smith 1993, De la Cruz-Agüero *et al.* 1996, De la Cruz-Agüero y Cota-Gómez 1998, Funes-Rodríguez *et al.* 2002, 2006, Aceves-Medina 2003, Jiménez-Rosenberg *et al.* 2007). Los resultados obtenidos en 1999 y 2000 muestran un patrón estacional con mayor número de taxones y AL de especies de aguas frías y templadas en invierno y primavera, codominancia entre especies mesopelágicas (*V. lucetia*, *D. laternatus*) y pelágico costeras (*E. mordax*, *S. sagax*), y mayor presencia y abundancia de larvas de especies de aguas tropicales y subtropicales con codominancia entre especies mesopelágicas, pelágico-costeras y demersales en los meses de verano y otoño.

Aceves-Medina (2003) caracterizó la variabilidad estacional de la comunidad de larvas de peces frente a la costa occidental de Baja California Sur, hacia el sur de la península. Definió una temporada de invierno dominada por larvas de especies pelágico-costeras de aguas templadas, transicionales y frías; una temporada de primavera con dominancia de larvas de especies mesopelágicas y pelágico-costeras de afinidad tropical, subtropical y transicional; una temporada verano-otoño con dominancia compartida entre larvas de especies de aguas tropicales y subtropicales y de hábitos demersales, mesopelágicos y pelágico-costeros. En este caso, la distinción entre los meses de invierno y primavera hacia el sur de la península, en lugar de un periodo invierno-primavera como ocurre en el norte, se asocia a la mayor influencia de la Corriente de California durante el invierno (Hickey 1979, Parés-Sierra *et al.* 1997), que favorece la reproducción de peces pelágico costeros, principalmente *E. mordax* y *S. sagax*, y de otras especies de afinidad templada y transicional. Esta influencia disminuye a partir de la primavera, a la par del periodo en que se presentan los procesos de mezcla vertical más intensos (Parés-Sierra *et al.* 1997) favoreciendo la reproducción de especies de afinidad tropical y subtropical. En verano la Corriente de California registra un mínimo de intensidad al sur de la península (Sverdrup *et al.* 1947) con lo que se incrementa el predominio en esta zona de la masa de Agua Ecuatorial (Gómez-Valdés y Vélez-Muñoz

Tabla 1. Taxones dominantes registrados durante el periodo de estudio con base en e porcentaje de ocurrencia y el promedio de la abundancia larval

	1997						1999						2000													
	Otoño		Invierno		Verano		Otoño		Primera		Verano		Invierno		Primavera		Verano		Otoño							
	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X						
<i>V. luctuosa</i>	97.4	291.1	94.2	164.6	87.7	446.5	85.7	127.9	61.8	32.3	59.6	116.6	72.2	217.2	73.5	188.7	54.5	61.0	37.7	201.7	57.7	285.0	76.1	96.9		
<i>D. lateralis</i>	69.2	85.1	79.7	89.8	70.8	43.4	76.2	62.5	23.6	56.9	22.8	63.6			39.8	41.9	34.1	111.2	29.5	61.4	45.2	39.6	46.5	16.2		
<i>T. mexicanus</i>	94.9	94.6	33.3	16.1	92.3	145.0	93.7	35.4			52.6	53.5	82.3	79.9	79.5	39.6			68.9	69.4	64.4	175.7	85.9	61.9		
<i>C. townsendi</i>	41.0	26.3			44.6	108.2	11.1	13.8					31.6	21.8	20.5	27.9			24.6	24.7			15.5	12.0		
<i>E. mordax</i>			34.8	110.8					12.7	55.7	26.3	59.6	19.0	55.4			15.9	766.4	37.7	164.4						
<i>S. sagax</i>			15.9	48.6							21.1	27.7	22.8	36.8			13.6	228.7	44.3	164.0	14.4	71.5				
<i>S. lucioiceps</i>	25.6	61.5	31.9	66.9			17.5	93.0					15.2	24.1	19.3	20.6							12.7	100.4		
<i>C. signata</i>	38.5	38.4	27.5	16.0																			45.2	19.5		
<i>B. wesethi</i>					47.7	25.9					43.9	27.7											26.2	49.4		
<i>S. japonicus</i>			23.2	70.6							22.8	30.9												12.5	27.9	
<i>C. acclindens</i>	33.3	23.3	21.7	15.4																						
<i>M. productus</i>											40.4	36.1					13.6	39.9	57.4	128.8						
Sebastes tipo 1									25.5	32.8	31.6	35.3														
<i>C. xanthostigma</i>																										
<i>S. atricaudus</i>	41.0	17.8					19.0	14.0																		
<i>H. atratum</i>			46.4	17.2			15.9	13.2																		
<i>S. californiensis</i>																										
<i>L. stilbius</i>											63.2	27.6											44.3	36.4	23.1	16.9
<i>E. teles</i>			13.0	19.7									11.4	63.2									55.7	55.1		
Sebastes tipo 2											19.3	20.6														
<i>T. symmetricus</i>											22.8	30.8												49.2	38.0	
<i>D. atlanticus</i>																								57.4	72.0	
<i>N. idostigma</i>																										
<i>M. nitidulum</i>																										
<i>S. ariventer</i>			63.8	16.3																						
<i>O. scrippsae</i>							17.5	13.2																		
<i>L. megapinna</i>	35.9	23.3																								
<i>M. gracilis</i>																	15.9	58.1								

Tabla 1. Continúa.

	1997						1998						1999						2000						
	Otoño		Invierno		Verano		Otoño		Invierno		Verano		Otoño		Invierno		Verano		Primavera		Verano		Otoño		
	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	%	X	
<i>P. nuscarius</i>	33.3	34.5																							
<i>R. steurnsii</i>											10.1	34.9													
<i>C. punctipinnis</i>	23.1	24.5									27.8	19.2													
<i>Scorpaena</i> tipo 1															10.2	280.6									
<i>H. semicinctus</i>	33.3	94.8																							
<i>E. picta</i>	12.8	22.5																							
<i>E. crosotus</i>																									
<i>C. stigmaeus</i>																									
AL total (orig./10m ²)	24062		24612		44206		15997		5258		15165		27189		29549		33465		37636		11.3		12.3		
Número de estaciones	39		69		65		63		55		57		79		88		61		81		71				
Número de taxones	108		97		74		77		49		65		99		74		76		104		88				

Figura 3. Abundancia larval por hábitat del adulto y estación del año, de los cruceros realizados entre 1997 y 2000 en la costa noroccidental de la Península de Baja California.

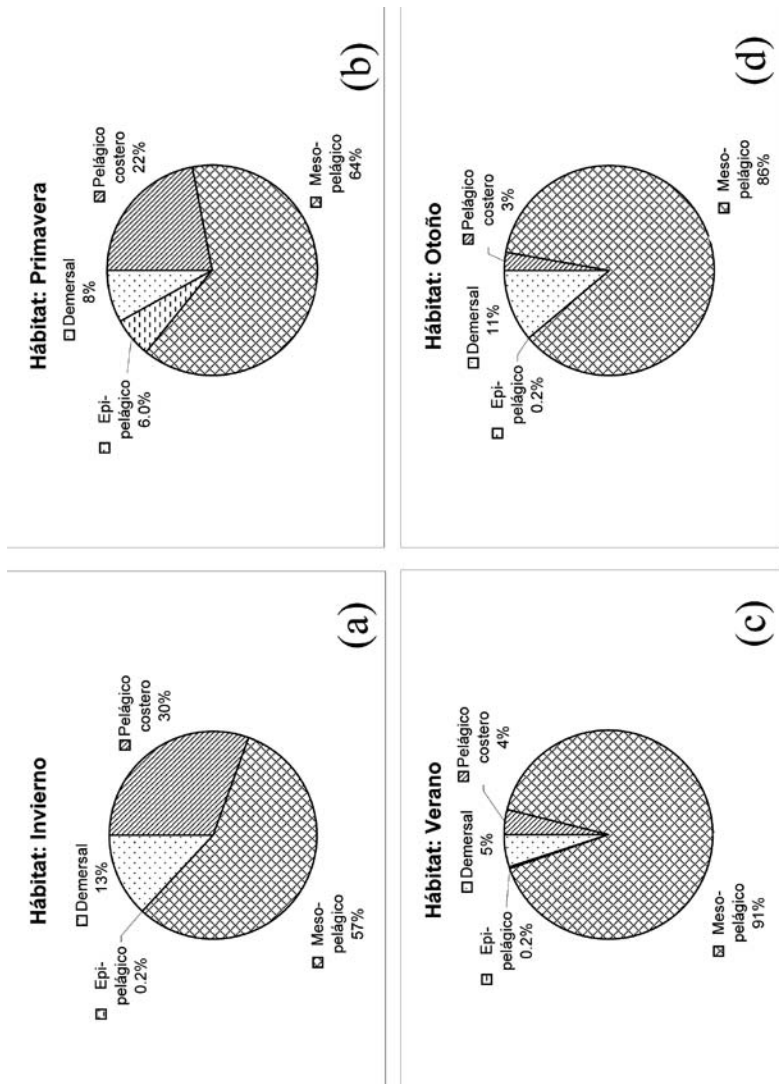
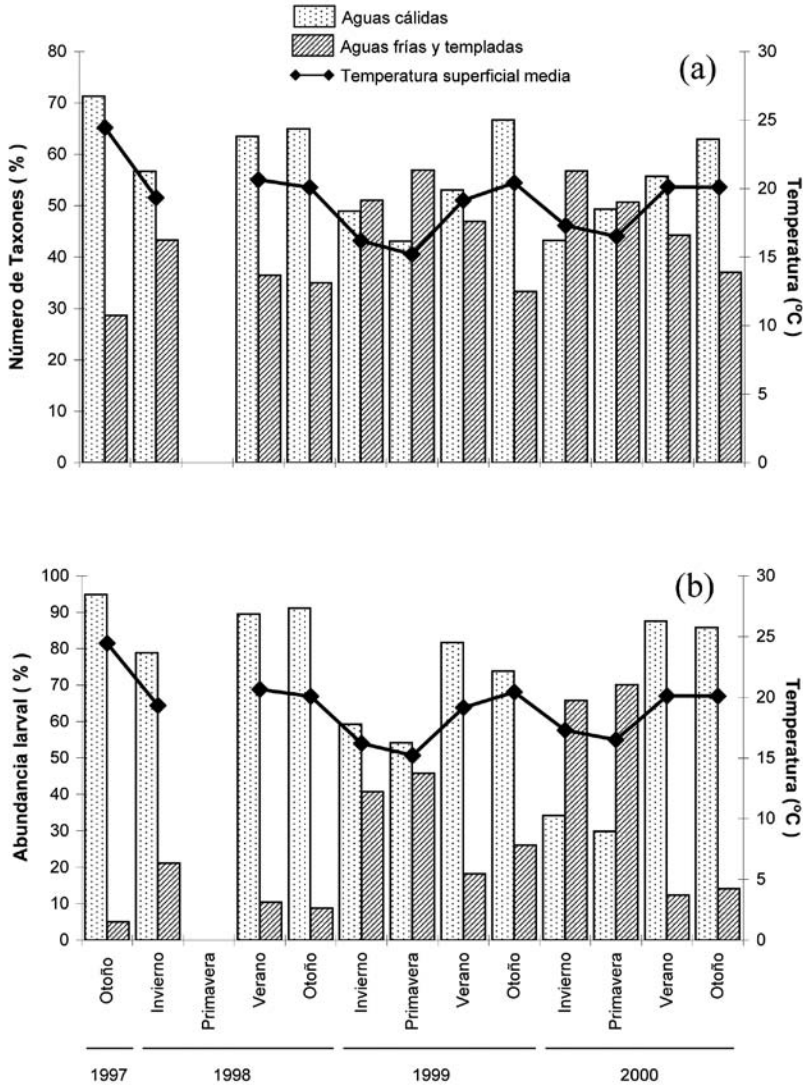


Figura 4. Porcentaje de taxones identificados y de la abundancia larval por afinidad zoogeográfica del adulto, de los cruceros realizados entre 1997 y 2000 en la costa noroccidental de la Península de Baja California.



1982), explicándose así la dominancia de larvas de especies tropicales y subtropicales (Aceves-Medina 2003). En contraste, frente a la costa noroccidental de la península la Corriente de California tiene influencia durante todo el año (Tsuchiya

1982), lo que durante invierno y primavera favorece la reproducción de peces de aguas frías y templadas, mientras que en verano y otoño, cuando su intensidad disminuye y ocurren las épocas de reproducción de varias especies demersales, aumenta la abundancia y representatividad de las larvas de especies de aguas cálidas (Jiménez-Rosenberg *et al.* 2007).

En el área de estudio se registraron condiciones El Niño del verano de 1997 al otoño de 1998 (Lynn *et al.* 1998, Durazo y Baumgartner 2002), seguidas de condiciones La Niña que persistieron hasta el 2000 (Hayward *et al.* 1999, Durazo *et al.* 2001, Durazo y Baumgartner 2002). Durante el periodo afectado por El Niño no se observó en la comunidad de larvas de peces el patrón estacional descrito anteriormente. En otoño de 1997 se registró el mayor número de taxones, mientras que en invierno y verano de 1998 se registraron las mayores abundancias larvales de todo el periodo de estudio. La única constante durante este periodo fue la dominancia casi exclusiva de las larvas de especies mesopelágicas, con notorias abundancias larvales de *V. lucetia*, una especie de afinidad tropical. Esto coincide con lo observado en la zona influenciada por la Corriente de California durante eventos El Niño anteriores (1958-1959, 1982-1983), cuando se registraron altas abundancias larvales de especies de afinidad tropical relacionadas con elevadas TSMs y el debilitamiento de la Corriente de California (Moser *et al.* 1987, Funes-Rodríguez *et al.* 2002, 2006).

Los efectos de La Niña en la zona en cuanto a las variaciones en la estructura de la comunidad de larvas de peces no son tan notorios como los de El Niño; sin embargo, su influencia a partir de 1999 se refleja en el menor número de taxones registrados para el periodo de invierno-primavera, así como por las bajas abundancias larvales, especialmente en invierno y primavera, con respecto a las registradas en 2000. Otro indicio es que, aún cuando se trata de especies dominantes durante invierno y primavera, las AL de pelágico-costeros como *E. mordax* y *S. sagax* fueron mucho menores en 1999 durante el inicio de La Niña, que en invierno y primavera del 2000, con TSMs más cercanas al promedio registrado en años normales (Durazo y Baumgartner 2002). Las poblaciones de estas especies son de gran importancia comercial en la zona y han sido ampliamente estudiadas, por lo que se sabe que son drásticamente afectadas por cambios climáticos de gran escala como El Niño y La Niña (Chavez *et al.* 2003).

En conclusión, la estructura de la comunidad de larvas de peces reflejó la complejidad faunística del área de estudio, la cual se encuentra estacionalmente y de manera alternada dominada por larvas de peces de aguas frías y templadas en

invierno-primavera, y en verano-otoño por larvas de peces de aguas cálidas. Se observó variabilidad interanual en la estructura de la comunidad causada principalmente por el evento de El Niño 1997-1998, y de manera menos evidente por el evento de La Niña 1999-2000.

REFERENCIAS

- Aceves-Medina G. 2003. Grupos de larvas de peces recurrentes en la costa occidental de Baja California Sur y región central del Golfo de California. Tesis Doctoral. CICIMAR-IPN, México. 185 pp.
- Ahlstrom EH. 1972. Kinds and abundance of fish larvae in the Eastern Tropical Pacific on the second multivessel EASTROPAC survey, and observations on the annual cycle of larval abundance. *Fish. Bull.* 70: 1153-1242.
- Arriaga-Cabrera L, Vázquez-Domínguez E, González-Cano J, Jiménez-Rosenberg R, Muñoz-López E, Aguilar-Sierra V (eds.). 1998. Regiones prioritarias marinas de México. CONABIO, México. 198 pp.
- Chavez FP, Ryan J, Lluch-Cota SE, Ñiquen M. 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science* 299: 217-221.
- Danemann GD, De la Cruz-Agüero J. 1993. Ichthyofauna of San Ignacio Lagoon, Baja California Sur, México. *Cienc. Mar.* 19: 333-341.
- De la Cruz-Agüero J, Arellano-Martínez M, Cota-Gómez VM. 1996. Systematic list of the marine fishes from Ojo de Liebre and Guerrero Negro Lagoons, BCS and BC, México. *Cienc. Mar.* 22: 111-128.
- De la Cruz-Agüero J, Cota-Gómez VM. 1998. Ichthyofauna of San Ignacio Lagoon, Baja California Sur, México: New records and range extensions. *Cienc. Mar.* 24: 353-358.
- Durazo R, Baumgartner T, Bograd SJ, Collins CA, De la Campa S, García J, Gaxiola-Castro G, Huyer A, Hyrenbach KD, 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 TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7-31.
- Eschmeyer WN. 2008. Catalog of fishes electronic version (updated 23/04/08) <http://www.calacademy.org/research/ichthyology/catalog/fishcatsearch.html>
- Funes-Rodríguez R, Flores-Coto C, Esquivel-Herrera A, Fernández-Alamo MA, García-Gasca A. 2002. Larval Fish community structure along the west coast of Baja California during and after the El Niño Event (1983). *Bull. Mar. Sci.* 70: 41-54.

- Funes-Rodríguez R, Hinojosa-Medina A, Aceves-Medina G, Jiménez-Rosenberg SPA, Bautista-Romero J. 2006. Influences of El Niño on assemblages of mesopelagic fish larvae along the Pacific coast of Baja California Sur. *Fish. Oceanogr.* 15: 244–255.
- Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De La Cruz-Orozco ME, Millán-Núñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. 2008. Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Gómez-Valdés J, Vélez-Muñoz H. 1982. Variaciones estacionales de temperatura y salinidad en la región costera de la Corriente de California. *Cienc. Mar.* 8: 167–176.
- Hayward LT, Baumgartner TR, Checkley DM, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Hyrenbach KD, Mantyla AW, Mullin MM, Murphree T, Schwing FB, Smithand PE, Tegner MJ. 1999. The state of the California Current in 1998–1999: Transition to cool-water conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 40: 29–62.
- Hickey BM. 1979. The California Current system—Hypotheses and facts. *Progr. Oceanogr.* 8: 191–279.
- Jiménez-Rosenberg SPA, Saldierna-Martínez R, Aceves-Medina G, Cota-Gómez V. 2007. Fish larvae in Bahía Sebastián Vizcaíno and the adjacent oceanic region, Baja California, México. *Check List* 3: 204–222.
- Kramer D, Kalin MJ, Stevens EG, Thrailkill JR, Zweifel JR. 1972. Collecting and processing data on the fish eggs and larvae in the California Current Region. U.S. Dep. Comm. NOAA Tech. Rep. NMFS. Circ. 370. 38 pp.
- Loeb VJ, Smith PE, Moser HG. 1983. Recurrent groups of larval fish species in the California Current area. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 24: 152–164.
- Lynn RJ, Baumgartner T, Collins CA, García J, Hayward TL, Hyrebrach KD, Mantyla AW, Murphree T. 1998. The state of the California Current, 1997–98: transit to El Niño conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 39: 29–49.
- Moser HG, Smith PE, Eber LE. 1987. Larval fish assemblages in the California Current region, 1954–1960, a period of dynamic environmental change. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 27: 97–127.
- Moser HG, Smith PE. 1993. Larval fish assemblages in the California Current region and their horizontal and vertical distributions across a front. *Bull. Mar. Sci.* 53: 645–691.
- Parés-Sierra A, López M, Pavia EG. 1997. Oceanografía física del océano Pacífico Nororiental. En: Lavín MF (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Unión Geofísica Mexicana. México. Pp. 1–24.
- Scheiber HN. 1990. California Marine Research and the founding of modern fisheries oceanography: CalCOFI's early years, 1947–1964. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 31: 63–83.

- Smith PE, Richardson SL. 1977. Standard techniques for pelagic fish egg and larval surveys. FAO Fish. Tech. Pap. No. 175. FAO, Roma. 113 pp.
- Sokal RR, Rohlf FJ. 1985. Biometría. Glume, Barcelona. 587 pp.
- Sverdrup HU. 1947. Wind driven currents in a baroclinic ocean with application to the equatorial currents. Trans. Amer. Geophys. Union 29: 202–206.
- Tsuchiya M. 1982. On the Pacific upper-water circulation. J. Mar. Res. 40: 777–799.

Composición estacional de larvas de peces frente a Baja California Sur (primavera y otoño de 2003)

R Avendaño-Ibarra^{1*}, R De Silva-Dávila^{1*}, FE Ordóñez-Guillén², G Vázquez-López³

RESUMEN

El área oceánica frente a la región sur de la Península de Baja California ha sido poco estudiada, aunque se reconoce oceanográficamente influenciada por la Corriente de California. Para corroborar esta influencia se analizó el ictioplancton recolectado en dos cruceros oceanográficos realizados frente a la costa occidental de la península, entre Bahía Magdalena y Cabo San Lucas, durante primavera y otoño de 2003. Las muestras se recolectaron mediante arrastres oblicuos sencillos en los que se midió temperatura y salinidad con un CTD. Durante la primavera la temperatura fue baja (15–22 °C) con gradientes costa-océano y norte-sur, mientras que en otoño fue alta (26–29 °C). En ambos cruceros la salinidad varió entre 33.7–34.7. La abundancia larval media en otoño

¹ Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas (CICIMAR-IPN). Av. IPN s/n, Col. Playa Palo de Sta. Rita. La Paz, Baja California Sur 23096. ravendan@ipn.mx, rdesilva@ipn.mx.

² Instituto Tecnológico de Los Mochis. Blvd. Juan de Dios Bátiz y 20 de Noviembre. Apartado Postal 766. Los Mochis, Sinaloa 81250. feog2704@hotmail.com.

³ Secretaría de Marina-Armada de México (SEMAR). Sector Naval Militar, Topolobampo. Estación de Investigaciones Oceanográficas. Cerro de las Gallinas s/n, Topolobampo, Sinaloa 81370. gabobiol@hotmail.com.

* Becarios EDI y COFAA.

(189 larvas/10 m²) fue tres veces mayor que en primavera (58 larvas/10 m²). En primavera *Diogenichthys laternatus*, *Vinciguerria lucetia* y *Triphoturus mexicanus* aportaron ~91% de la abundancia, mientras que en otoño siete taxones contribuyeron con ~90%. En ambas temporadas más del 85% de los taxones fueron tropicales. Las diferencias registradas muestran una comunidad ictioplanctónica con cambios estacionales significativos, con un componente tropical mayoritario, diferente al de regiones norteañas con mayor influencia de la Corriente de California.

Palabras clave: ictioplancton, afinidad, hábitat, sistema de la Corriente de California.

ABSTRACT

The southern oceanic region off the Baja California Peninsula has been poorly studied, although the influence of the California Current in this area has been recognized. To test this influence we analyzed the ichthyoplankton collected in two oceanographic cruises made on the Pacific coast from Bahía Magdalena to Cabo San Lucas, Mexico, during spring and winter 2003. Samples were collected using single oblique tows, temperature and salinity being recorded with a CTD device. Temperature during spring was low (15–22 °C) with coastal-ocean and north-south gradients, whereas during autumn temperature was higher (26–29 °C). Salinity ranged from 33.7–34.7 in both cruises. Mean larval abundance during autumn (189 larvae/10 m²) was three times higher than in spring (58 larvae/10 m²). During spring *Diogenichthys laternatus*, *Vinciguerria lucetia*, and *Triphoturus mexicanus* represented ~91% of the total larval abundance, whereas in autumn seven taxa contributed ~90% of the larval abundance. During both seasons, more than 85% of the taxa were of tropical affinity. The differences recorded show an ichthyoplanktonic community with significant seasonal changes and an important tropical affinity component, quite different to those in northern regions more influenced by the California Current.

Keywords: ichthyoplankton, affinity, habitat, California Current system.

INTRODUCCIÓN

En la costa occidental de la Península de Baja California la comunidad de peces ha sido estudiada con base en la identificación de sus larvas en diferentes escalas de

tiempo y espacio (Loeb *et al.* 1983, Moser *et al.* 1994, Funes-Rodríguez *et al.* 1995, 2006, Jiménez-Rosemberg *et al.* 2000), incorporando datos provenientes principalmente de tres programas de muestreo: CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations), CICIMAR-IPN (Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional) e IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California). Los estudios de ictioplancton en esta área se han enfocado en la detección y estimación de la magnitud del desove de pelágicos menores como la sardina monterrey, *Sardinops sagax*, y la anchoveta, *Engraulis mordax* (Ahlstrom 1960, Kramer y Ahlstrom 1968, Kramer 1970, Hernández-Vázquez 1994). Sin embargo, la cobertura de muestreo de los tres programas se ha enfocado principalmente a la porción norteña de la península y sólo ocasionalmente se ha muestreado al sur de Bahía Magdalena.

La naturaleza transicional del Sistema de la Corriente de California se ve reflejada en la mezcla de faunas de masas de agua adyacentes (Moser *et al.* 1987). Por otra parte, la formación y permanencia de las asociaciones de larvas de peces está influenciada por los patrones de desove de los adultos, por las características físicas y bióticas óptimas para el desarrollo de las larvas, por el comportamiento de éstas durante su desarrollo y por procesos hidrodinámicos que favorecen la acumulación de larvas en áreas particulares (Frank y Legget 1983, Black y Moran 1991, Boehlert y Mundy 1993). De lo anterior se desprende que la composición y abundancia de larvas de peces pueden ser utilizadas como indicadores de una condición ambiental determinada.

Este trabajo se desarrolló en la zona oceánica desde Bahía Magdalena a Cabo San Lucas, localizada al sur del límite de la influencia del Agua Transicional y que ha sido poco explorada tanto oceanográficamente como en relación a su diversidad de larvas de peces. Este estudio pretende contribuir al conocimiento del ictioplancton determinando la composición de las larvas de peces durante primavera–otoño de 2003, planteando la hipótesis de que esta región presenta una semejanza en la composición de larvas de peces con las asociaciones ya establecidas en estudios previos frente a la costa occidental de la Península de Baja California.

METODOLOGÍA

Las muestras provinieron de dos cruceros oceanográficos realizados por la Secretaría de Marina y Armada de México (SEMAR), en colaboración con CICIMAR-IPN, frente a la costa occidental de la Península de Baja California entre Bahía Magdalena

(BM) y Cabo San Lucas (CSL), a bordo del buque BI-05 SUCHIATE durante la primavera y el otoño de 2003. Debido a problemas técnicos se obtuvieron sólo 18 de 57 y 25 de 45 muestras totales planeadas respectivamente en los cruceros (fig. 1). Las muestras se obtuvieron mediante arrastres oblicuos con una red cónica simple de 60 cm de diámetro y 505 μ m de luz de malla, provista de un flujómetro mecánico para el cálculo del volumen de agua, y se fijaron con formaldehído al 4% neutralizado con borato de sodio (Kramer *et al.* 1972). El ictioplancton fue separado en su totalidad y las larvas de peces se identificaron al máximo nivel taxonómico posible (Moser *et al.* 1984, Moser 1996). La abundancia de cada taxón se estandarizó siguiendo la metodología estándar (Smith y Richardson 1979). En cada estación se registró la temperatura y salinidad utilizando un CTD Seabird hasta una profundidad máxima de 500 m y se registró la temperatura superficial del mar (TSM) con un termómetro de cubeta. Los taxones se agruparon por afinidad y hábitat (Aceves-Medina *et al.* 2003, Froese y Pauly 2009). Las diferencias entre las abundancias registradas durante primavera y otoño se probaron aplicando una prueba de medias y el índice de similitud de Bray-Curtis (1957). Se elaboraron mapas de distribución de TSM y salinidad superficial. Para establecer la influencia de diferentes tipos de agua en el área de estudio se construyeron diagramas T-S siguiendo los criterios de Durazo y Baumgartner (2002). Los mapas de afinidad y hábitat se construyeron usando la sumatoria de la abundancia de los taxones de la misma afinidad y hábitat, por estación.

En el área de estudio se han registrado tres masas de agua: Agua Subártica (ASA), Agua Superficial Subtropical (ASSt) y Agua Ecuatorial del Pacífico (AE) (Lynn y Simpson 1987, Durazo y Baumgartner 2002). También está presente agua con propiedades transicionales (ATr) y Agua Superficial Tropical (AST) (Roden 1971). En la porción BM-CSL la influencia de la Corriente de California (CC) es mayor de marzo a mayo, pero se debilita y aleja de la costa (~200 km) durante otoño e invierno (Hickey 1979, Lynn y Simpson 1987). Cuando esto sucede la Corriente Mexicana Occidental (Kessler 2006) entra en la zona y genera zonas de frentes y circulación ciclónica de mesoescala (Bakun y Nelson 1977).

RESULTADOS

Durante la primavera la TSM fluctuó entre 15 y 22 °C, con un gradiente costa-océano entre BM y Pescadero y un gradiente latitudinal norte-sur. La menor TSM

Figura 1. Toponimia del área de estudio y plan básico de estaciones (●), durante la primavera y otoño de 2003. Estaciones con lance de CTD (□) y estaciones con muestras de zooplancton (○).

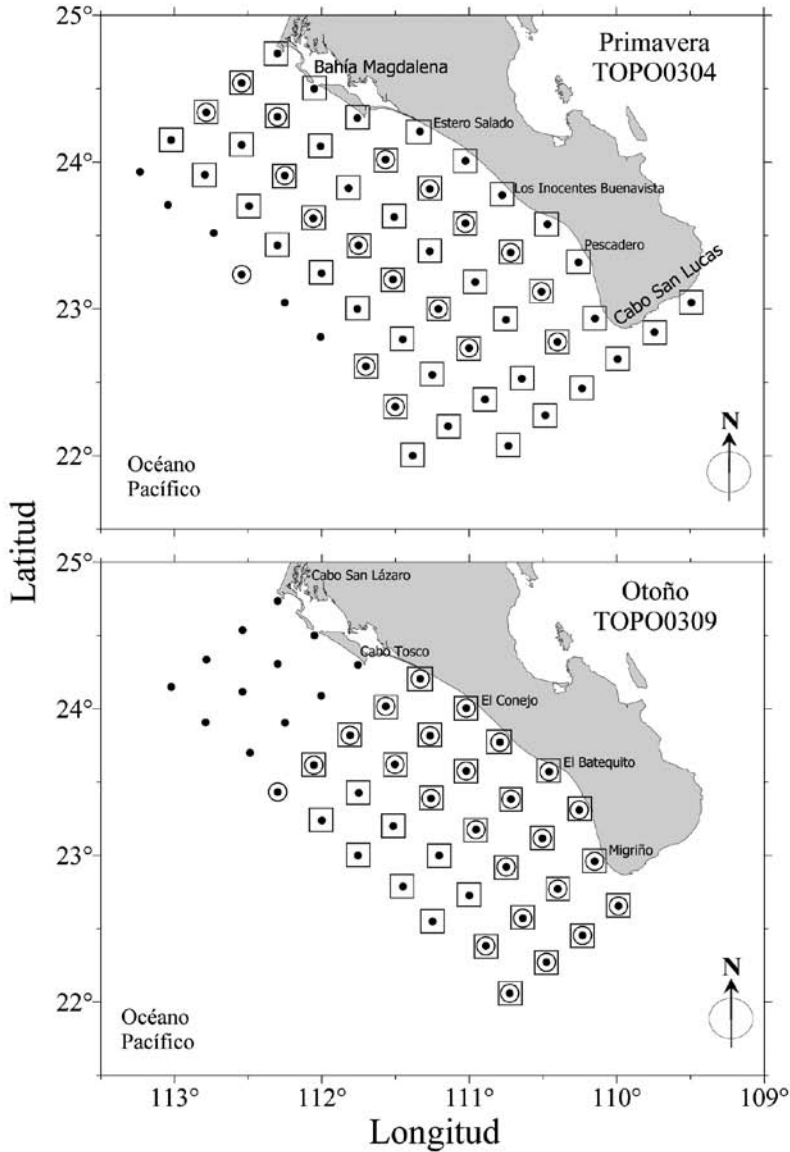
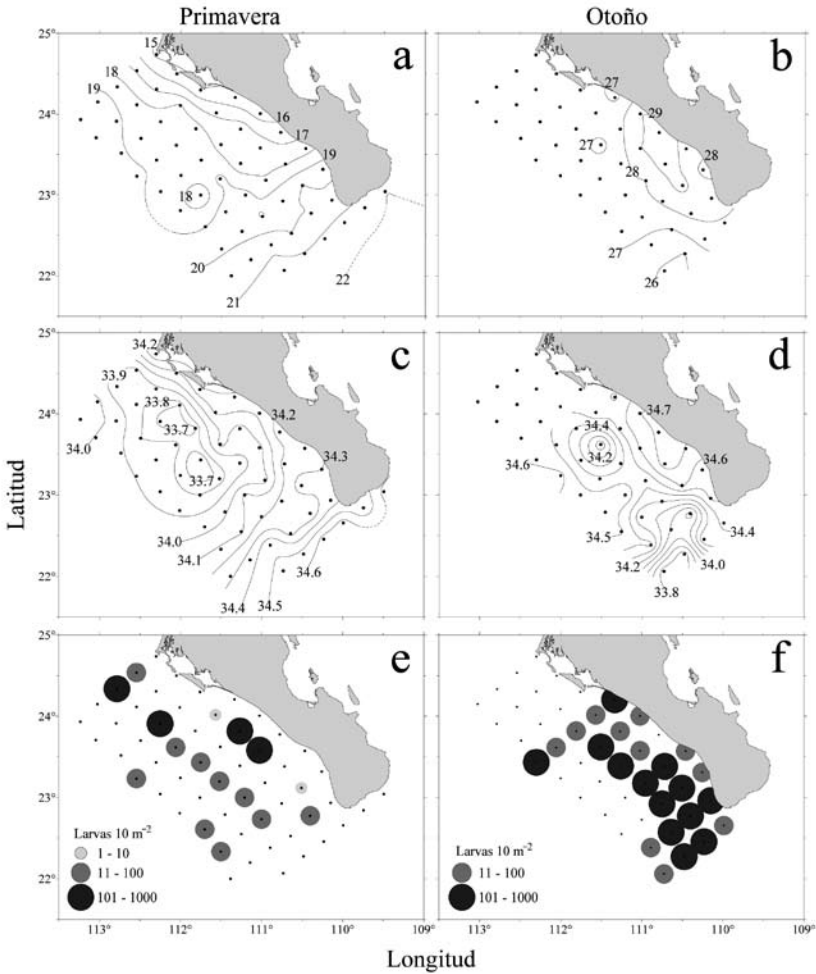


Figura 2. Distribución de (a, b) temperatura superficial del mar, (c, d) salinidad superficial y (e, f) abundancia larval en la región sur de la Península de Baja California, durante primavera y otoño de 2003.



se registró frente a BM (15 °C) y la máxima frente a CSL (22 °C) (fig. 2a). La salinidad superficial también mostró un gradiente costa-oceano, con la mayor salinidad en la región costera (34.2) y la menor en la oceánica (dos núcleos de 33.7). El gradiente norte-sur de salinidad fue menor hacia el norte (33.9) y mayor (34.6) al sur, frente a CSL (fig. 2c). Cuatro estaciones registraron gran abundancia

Tabla 1. Lista sistemática de larvas de peces recolectadas frente al suroeste de la Península de Baja California durante 2003, que incluye abundancia relativa de cada taxón (%), afinidad faunística (TR: tropical; ST: subtropical; TM: templada; y SA: subártica), y hábitat (dem: demersal; pc: pelágico-costero; po: pelágico-oceánico; mp: mesopelágico; y ND: no determinado).

Taxón	Abundancia (%)		Afinidad/hábitat
	TOPO0304	TOPO0309	
NOTACANTHIDAE			
Notacanthidae spp.		0.3	ND/dem
OPHICHTHIDAE			
<i>Myrophis vafer</i>		0.2	TM-ST/dem
<i>Ophichthus zophochir</i>		0.2	TR-ST/dem
Ophichthidae spp.	0.6		ND/dem
CONGRIDAE			
Congridae spp.		0.2	ND/dem
Congridae tipo 1		0.1	ND/dem
Congridae tipo 2	0.8	< 0.1	ND/dem
CLUPEIDAE			
<i>Opisthonema libertate</i>		< 0.1	TR/pc
BATHYLAGIDAE			
<i>Bathylagoides wesethi</i>		0.3	TM/mp
<i>Leuroglossus stilbius</i>	1.5		TM/mp
GONOSTOMATIDAE			
<i>Diplophos proximus</i>		0.6	TR/mp
PHOSICHTHYIDAE			
<i>Vinciguerria lucetia</i>	34.8	63.8	TR/mp
STOMIIDAE			
<i>Stomias atriventer</i>	0.6		TR-ST/mp
MELANOSTOMIIDAE			
Melanostomiidae spp.	0.6		ND/mp
AULOPIDAE			
<i>Aulopus bajacali</i>		0.2	TR/dem
SCOPELARCHIDAE			
<i>Scopelarchoides nicholsi</i>		0.2	TR/mp

Tabla 1. Continúa.

Taxón	Abundancia (%)		Afinidad/hábitat
	TOPO0304	TOPO0309	
SYNODONTIDAE			
<i>Synodus lucioceps</i>		0.1	TM/dem
<i>Synodus</i> spp.		0.2	TR/dem
PARALEPIDIDAE			
<i>Lestidiops neles</i>		0.2	TR/mp
MYCTOPHIDAE			
<i>Benthoema panamense</i>		3.1	TR/dem
<i>Diogenichthys laternatus</i>	51.9	7.1	TR/mp
<i>Gonichthys tenuiculus</i>	0.5		TR-ST/mp
<i>Hygophum atratum</i>	1.4	< 0.1	TR/mp
Myctophidae spp.	0.8	0.1	ND/mp
<i>Nannobranchium idostigma</i>		0.5	TR-ST/mp
<i>Triphoturus mexicanus</i>	4.9	0.4	ST/mp
OPHIDIIDAE			
<i>Ophidion scrippsae</i>		< 0.1	ST/dem
CARAPIDAE			
<i>Echiodon exsilium</i>		0.1	TR/dem
HEMIRAMPHIDAE			
<i>Hyporhamphus rosae</i>		0.1	TR-ST/pc
EXOCOETIDAE			
<i>Cheilopogon pinnatibarbatus</i>		0.2	ST/po-pc
HOLOCENTRIDAE			
<i>Myripristis leiognathos</i>		0.1	TR/dem
MELAMPHAIDAE			
<i>Melamphaes</i> spp.		< 0.1	ND/mp
Melamphaidae spp.		0.1	ND/mp
<i>Scopelogadus bispinosus</i>		0.6	TR/mp
SCORPAENIDAE			
Scorpaenidae spp.	0.6	0.1	ND/dem
<i>Sebastes macdonaldi</i>	0.6		TM-SA/dem
<i>Sebastes</i> spp.		0.2	ND/dem

Tabla 1. Continúa.

Taxón	Abundancia (%)		Afinidad/hábitat
	TOPO0304	TOPO0309	
TRIGLIDAE			
Triglidae spp.		< 0.1	ND/dem
SERRANIDAE			
<i>Diplectrum</i> sp.		0.2	TR-ST/dem
<i>Hemanthias signifer</i>		0.3	TR/dem
<i>Paralabrax nebulifer</i>		0.1	ST/dem
<i>Paranthias colonus</i>		0.1	TR/dem
<i>Pronotogrammus eos</i>		0.1	TR/dem
<i>Pronotogrammus multifasciatus</i>		0.3	TR/dem
<i>Serranus</i> sp.		0.1	TR-ST/dem
CARANGIDAE			
<i>Chloroscombrus orqueta</i>		0.2	TR-ST/pc
<i>Decapterus</i> spp.		< 0.1	TR/pc
<i>Oligoplites saurus</i>		< 0.1	TR/pc
<i>Oligoplites</i> tipo I		< 0.1	TR-ST/pc
<i>Seriola</i> spp.		< 0.1	TR-ST/pc
CORYPHAENIDAE			
<i>Coryphaena hippurus</i>		0.2	TR/po
LUTJANIDAE			
<i>Lutjanus argentiventris</i>		0.3	TR/dem
<i>Lutjanus guttatus</i>		0.1	TR/dem
<i>Lutjanus peru</i>		< 0.1	TR/dem
GERREIDAE			
Gerreidae spp.		0.2	TR-ST/dem
HAEMULIDAE			
Haemulidae spp.		14.4	TR-ST/dem
SCIAENIDAE			
Sciaenidae spp.		0.3	ND/dem
MULLIDAE			
Mullidae spp.		0.1	ST/dem
POLYNEMIDAE			

Tabla 1. Continúa.

Taxón	Abundancia (%)		Afinidad/hábitat
	TOPO0304	TOPO0309	
<i>Polydactylus approximans</i>		0.1	ST/dem
LABRIDAE			
<i>Thalassoma</i> spp.		0.2	TR/dem
LABRISOMIDAE			
<i>Labrisomus multiporosus</i>		< 0.1	TR/dem
GOBIIDAE			
<i>Gobionellus</i> spp.		0.1	ND/dem
<i>Gobionellus</i> tipo 1		0.1	ND/dem
<i>Gobionellus</i> tipo 2		0.1	ND/dem
<i>Lythrypnus</i> spp.		< 0.1	TR-ST/dem
SPHYRAENIDAE			
<i>Sphyaena ensis</i>		< 0.1	TR/pc
SCOMBRIDAE			
<i>Auxis</i> tipo 1		0.4	TR/po
<i>Auxis</i> tipo 2		0.3	TR/po
NOMEIDAE			
<i>Cubiceps pauciradiatus</i>		0.6	TR/po
<i>Psenes pellucidus</i>		< 0.1	ND/po
Nomeidae spp.		0.1	ND/po
PARALICHTHYIDAE			
<i>Citharichthys fragilis</i>		0.1	ST/dem
<i>Citharichthys sordidus</i>	0.6		TM/dem
<i>Etropus crossotus</i>		0.2	TR/dem
<i>Hippoglossina stomata</i>		0.1	ST/dem
Paralichthyidae spp.		0.1	ND/dem
<i>Syacum ovale</i>		0.4	TR/dem
BOTHIDAE			
<i>Bothus leopardinus</i>		0.6	TR/dem
CYNOGLOSSIDAE			
<i>Symphurus williamsi</i>		0.8	TR/dem
BALISTIDAE			

Tabla 1. Continúa.

Taxón	Abundancia (%)		Afinidad/hábitat
	TOPO0304	TOPO0309	
<i>Balistes</i> spp.		0.1	TR-ST/dem
Número de Taxones	14	73	
Promedio (larvas/10 m ²)	58	189	
Desviación estándar	1.55	2.03	
Temperatura media	18.4°C	27.7°C	
Salinidad	33.98	34.39	
Índice de Bray-Curtis	0.34		

larvaria (101–1000 larvas/10 m²), dos frente a BM y las otras frente a El Conejo y Los Inocentes Buenavista (fig. 2e).

Durante el otoño se registraron valores de TSM más elevados (26–29 °C) en comparación con el crucero de primavera, con las temperaturas más altas cerca de la costa (28–29 °C) disminuyendo hacia la zona oceánica, particularmente al suroeste de CSL donde se registraron 26 °C (fig. 2b). La salinidad superficial osciló entre 33.8 y 34.7 (fig. 2d). Se registraron valores altos de salinidad frente a El Conejo y Pescadero (34.7 y 34.6 respectivamente), mientras que al suroeste de CSL los valores fueron menores (33.8). En esta temporada se registraron abundancias larvales altas en tres veces más estaciones que en primavera (fig. 2f).

El diagrama T-S correspondiente a la primavera mostró poca dispersión de la salinidad (34.4–34.7) entre los 200–500 m ($\sigma_t \sim 26.4$ y $\sigma_t \sim 27$, respectivamente) y mayor dispersión de esta variable (33.5–34.7) de la superficie a los 200 m ($\sigma_t < 26.4$). Además se observó un incremento de temperatura de ~11 °C a 200 m de profundidad hasta ~21 °C en superficie. En contraste, el muestreo de otoño registró poca dispersión de la salinidad (34.5–34.8) entre los 150–500 m ($\sigma_t \sim 26$ y $\sigma_t \sim 27$, respectivamente) y variación de la salinidad (33.1–34.7) en el intervalo $21.5 < \sigma_t < 26$ de la superficie a los 150 m (fig. 3).

Se identificaron un total de 5,718 larvas/10 m² (equivalente a 2,181 larvas de peces) pertenecientes a 80 taxones agrupados en 41 familias, 53 géneros y 48 especies. En primavera se registró una abundancia media de 58 larvas/10 m², de las cuales ~91% pertenecían a tres taxones: *Diogenichthys laternatus* (51.9%), *Vinciguerria lucetia* (34.8%) y *Triphoturus mexicanus* (4.9%). La familia con mayor número de taxones representados fue Myctophidae (5). En contraste, en otoño se registró una abundancia media de 189 larvas/10 m² y siete taxones acumularon

~90% de la abundancia, siendo *Vinciguerria lucetia* (63.8%) el más importante. La familia con mayor número de taxones (7) fue Serranidae (tabla 1). La prueba de medias mostró diferencias significativas ($F_{0.05}=13.75$, $P<0.00054$) entre las abundancias de los cruceros analizados, y el análisis de similitud entre comunidades mostró un valor bajo de 0.34, indicando un importante grado de diferenciación.

En primavera se registraron larvas de todas las afinidades. Las de afinidad tropical fueron las más abundantes (877 larvas/10 m²), seguidas de las subtropicales (58 larvas/10 m²) (fig. 4a). En cuanto al hábitat, los mesopelágicos fueron los taxones más abundantes (952 larvas/10 m²) seguidos por los demersales (31 larvas/10 m²) y no se registraron taxones pelágico-oceánicos ni pelágico-costeros (fig. 4b). En otoño no se registraron taxones de afinidad subártica y los tropicales y subtropicales registraron 5 y 14 veces más abundancia (4,571 y 811 larvas/10 m²) respectivamente (fig. 4c); los mesopelágicos y demersales fueron 3.5 y 32 veces más abundantes que en primavera (3,616 y 1,016 larvas/10 m²), y los de hábitat pelágico-oceánico y pelágico-costero alcanzaron 81 y 27 larvas/10 m², respectivamente (fig. 4d). En la tabla 1 se muestran los taxones por afinidad y hábitat.

Durante la primavera los taxones subárticos y templados se localizaron al suroeste de BM y al oeste de CSL (fig. 5a, d), mientras que en otoño los templados se distribuyeron al sur del área de estudio con poca abundancia (fig. 5e). En primavera los taxones subtropicales se encontraron dispersos y distribuidos sólo en seis estaciones con abundancias medias (fig. 5g), mientras que en otoño se distribuyeron ampliamente, con gran abundancia al norte y media al sur (fig. 5h). En ambos cruceros los taxones tropicales se distribuyeron ampliamente, pero en otoño se registraron grandes abundancias en mayor número de estaciones (fig. 5j, k).

En primavera los taxones demersales se registraron en sólo tres estaciones, con abundancia media y baja, contrastando con el otoño cuando 14 estaciones de toda el área registraron abundancias medias (fig. 5b, c). Los taxones pelágico-costeros sólo se registraron en otoño en tres estaciones dispersas en el área y los pelágico-oceánicos se distribuyeron principalmente al sur del área de estudio con poca abundancia (fig. 5f, i). En ambas temporadas los taxones mesopelágicos se distribuyeron en toda el área de estudio, con un mayor número de estaciones con abundancias altas en otoño (fig. 5l, m).

Figura 3. Diagramas de temperatura-salinidad (T-S) para los cruces de primavera (O304) y otoño (O309). Se muestran los límites de las masas de agua (marcos). AST: Agua Superficial Tropical; ASSt: Agua Superficial Subtropical; ASA: Agua Subártica; ATr: Agua Transicional; ASSE: Agua Subsuperficial Ecuatorial; AIPN: Agua Intermedia del Pacífico Norte; y APP: Agua Profunda del Pacífico.

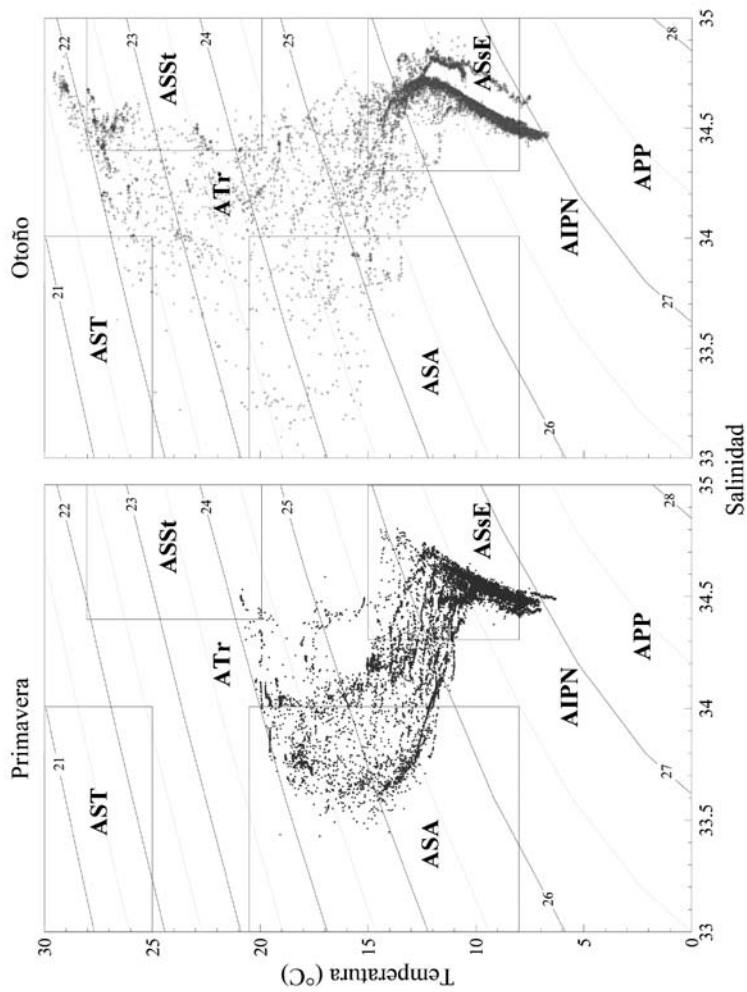
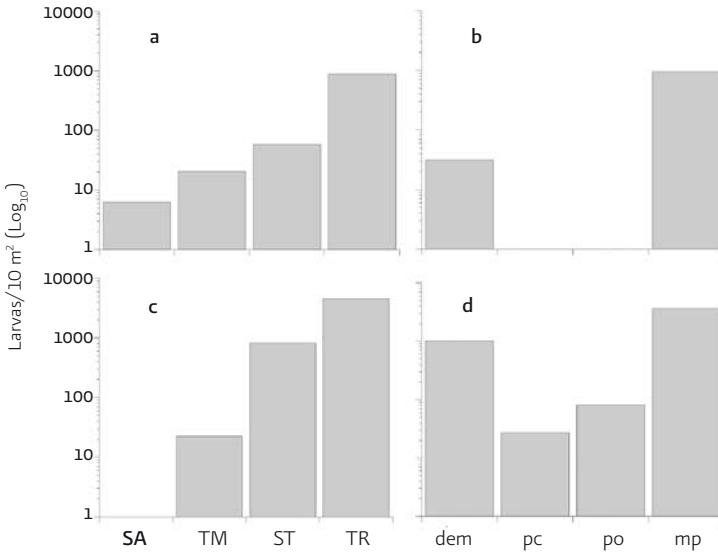


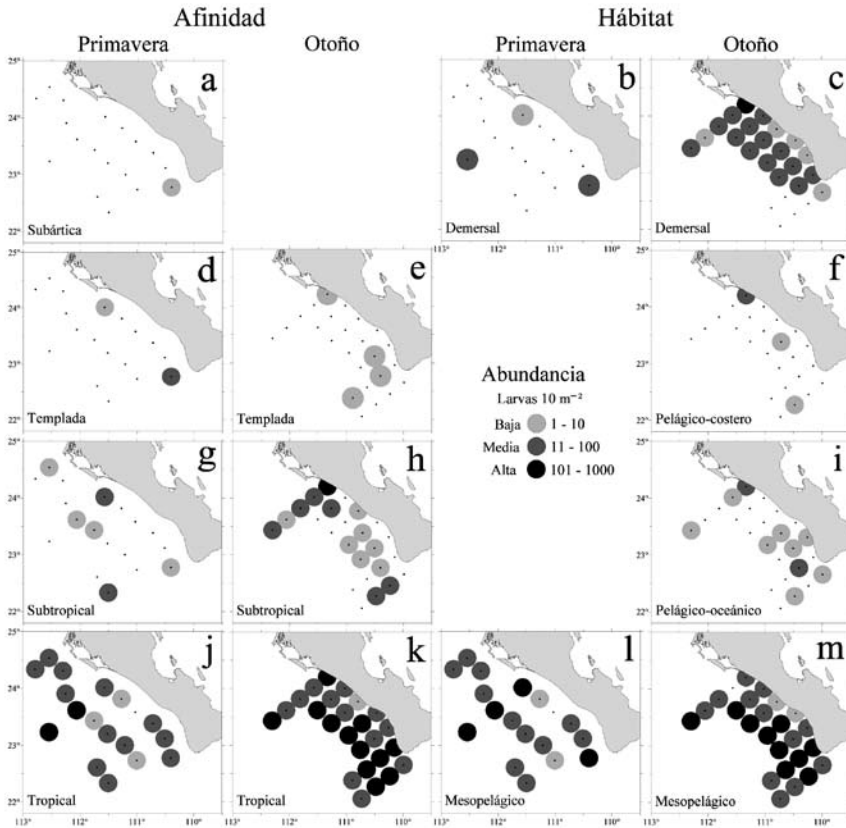
Figura 4. Abundancia de larvas de peces agrupada por afinidad biogeográfica (a, c) y por hábitat (b, d) de los taxones registrados durante primavera (a, b) y otoño (c, d) de 2003. Afinidad: SA = subártica, TM = templada, ST = subtropical, y TR = tropical. Hábitat: pc = pelágico-costero, dem = demersal, po = pelágico-oceánico, y mp = mesopelágico.



DISCUSIÓN

La distribución espacial de la TSM y la salinidad superficial durante las temporadas estudiadas mostró un patrón similar al reportado previamente (Funes-Rodríguez *et al.* 2006). Entre estas variables se registró una diferencia de ~ 9 °C en la TSM y de 0.41 en la salinidad, lo que indica una gran variabilidad térmica y baja variabilidad salina (tabla 1). Los bajos valores de TSM registrados durante la primavera y el diagrama T-S, que muestra la presencia de ASSt, ATr y ASA, indican un ambiente asociado a la extensión hacia el sur de la CC que ocurre durante abril-mayo frente a la costa occidental de la Península de Baja California (Lynn y Simpson 1987). Durazo y Baumgartner (2002) reportan características termohalinas semejantes en invierno de 1998. Durazo *et al.* (2005) encontraron valores de salinidad bajos ($S \sim 33$) en enero y abril de 2003 y Goericke *et al.* (2004) reportaron temperaturas menores

Figura 5. Distribución de larvas de peces agrupadas por afinidad biogeográfica y por hábitat de los taxones registrados durante la primavera y el otoño de 2003 frente a la región sur de la Península de Baja California. Los puntos corresponden a las estaciones donde se recolectaron muestras de zooplancton. Los mapas faltantes tanto de afinidad como de hábitat se deben a la ausencia de taxones.



durante otoño, al norte del área de estudio. En este estudio no se registró tal disminución de salinidad y la TSM registrada en otoño (26–29 °C) fue mayor (2.5 °C) que la reportada por Goericke *et al.* (2004). El diagrama T-S de otoño indica la presencia de ASSt, ATr y AST desde la superficie a ~50 m de profundidad.

La mayor abundancia de larvas de peces durante la primavera se vio asociada a las isotermas superficiales de 17–19 °C, y en otoño a las isotermas superficiales de 27–28 °C. La salinidad no se encontró relacionada con la distribución de las larvas ya que éstas se distribuyeron en todo el intervalo de salinidad registrado.

Durante la primavera de 2003 no se registraron las especies de afinidad templada y subártica *Sardinops caeruleus*, *Engraulis mordax* ni *Merluccius productus*, como lo reportaron Funes-Rodríguez *et al.* (1995) frente a BM en la misma temporada. En otoño, el incremento de la riqueza y abundancia larval se vio relacionado con el aporte de fauna subtropical y tropical por la presencia del AST, particularmente en la abundancia del mesopelágico tropical *Vinciguerria lucetia* que casi duplicó su abundancia. El registro de otros taxones demersales y mesopelágicos tropicales importantes como *Benthoosema panamense*, *Symphurus williamsi*, *Diplophos proximus* y *Cubiceps pauciradiatus*, que aportaron 12.2% de la abundancia total durante el otoño, coincide con reportes previos de éstos durante periodos cálidos y con anomalías positivas de la TSM (Funes-Rodríguez *et al.* 1995, 2006). En otoño se registraron larvas de peces de la familia Haemulidae como el segundo taxón más importante después de *Vinciguerria lucetia*. Esta familia tiene especies de afinidad subtropical y tropical, lo que indica una clara diferencia de los parámetros ambientales en ambas temporadas estudiadas.

Antecedentes al norte del área de estudio reportan proporciones similares de afinidad. Funes-Rodríguez *et al.* (1995), Aceves-Medina (2003) y Jiménez-Rosenberg (2008) registraron de 22.5% a 28.8% de taxones de afinidad templada y de 21.1% a 29.7% de tropicales durante 1982–2000, y estas proporciones se mantienen en el Golfo de Ulloa (29% y 35.5% respectivamente) (Funes-Rodríguez *et al.* 2000). Las proporciones entre taxones templados y tropicales encontradas en este estudio (2.1% de templados y 91.1% a 85% de tropicales) coinciden más con lo reportado por Avendaño-Ibarra *et al.* (2009) para el invierno al sur del Golfo de California (57.3% y <4%, respectivamente), y contrasta con lo reportado para el norte del área de estudio. Franco-Gordo *et al.* (2003) registraron en 1995–1996, en las costas de Jalisco y Colima, 94% de taxones de afinidad tropical y subtropical, y solamente un taxón de afinidad templada (1.5%).

Las diferencias en la composición de especies, y la abundancia y distribución de las larvas de peces, así como de las proporciones de afinidad en primavera y otoño de 2003 en la región oceánica frente a BM–CSL muestran una comunidad ictio-planctónica con cambios estacionales significativos, y confirman la presencia de un componente mayoritario de afinidad tropical, diferenciándose de las comunidades frente a la parte media y norte de la Península de Baja California donde la influencia de la CC es mayor. El hecho de que entre ~76–79% de la abundancia de larvas de peces en el área de estudio sea de hábitat mesopelágico, es un rasgo que coincide en la mayoría de los estudios relativos al ictioplancton.

AGRADECIMIENTOS

Al Proyecto de la SEMAR "Estudio de la distribución de las masas de agua del mar en el extremo suroeste de la Península de Baja California", al Cap. Corb. SMAM Ocean. René A Navarro Palacios, Jefe de la Estación de Investigaciones Oceanográficas de Topolobampo, Sinaloa, al Sector Naval Militar y a su personal participante. A la Secretaría de Investigación y Posgrado del Instituto Politécnico Nacional.

REFERENCIAS

- Aceves-Medina G. 2003. Grupos de larvas de peces recurrentes en la costa occidental de Baja California Sur y región central del Golfo de California. Tesis de Doctorado. CICIMAR-IPN, México. 196 pp.
- Aceves-Medina G, Jiménez-Rosenberg SPA, Hinojosa-Medina A, Funes-Rodríguez R, Saldierna-Martínez R, Lluch-Belda D, Smith PE, Watson W. 2003. Fish larvae from the Gulf of California. *Scient. Mar.* 67: 1-11.
- Ahlstrom EH. 1960. Distribution and abundance of eggs and larvae populations of the Pacific sardine. *Fish. Bull.* 56: 83-140.
- Avendaño-Ibarra R, De Silva-Dávila R, Aceves-Medina G, Urías-Leyva H, Vázquez-López G. 2009. Distributional atlas of fish larvae of the southern region of the Gulf of California (february-march 2005). *Oceánides. Atlas CICIMAR No. 16.* I-XIX+114 pp.
- Bakun A, Nelson CS. 1977. Climatology of upwelling related processes off Baja California. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 19:107-127.
- Black KP, Moran PJ. 1991. Influence of hydrodynamics on the passive dispersal and initial recruitment of larvae of *Acantaster planci* (Echinodermata: Asteroidea) on the Great Barrier Reef. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 69: 55-65.
- Boehlert GW, Mundy BC. 1993. Ichthyoplankton assemblages at seamounts and oceanic islands. *Bull. Mar. Sci.* 53: 336-361.
- Bray JR, Curtis JT. 1957. An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin. *Ecol. Monogr.* 27: 325-349.
- Durazo R, Baumgartner TR. 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, Gómez-Valdés J, Mascarenhas Jr. A. 2005. Condiciones oceanográficas frente a la costa occidental de Baja Cali-

- foria, 2002–2003: Influencia de un El Niño débil y del incremento de agua subártica. *Cienc. Mar.* 31: 537–552.
- Frank KT, Leggett WC. 1983. Multispecies larval fish associations: accident or adaptation? *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 40: 754–762.
- Franco-Gordo C, Godínez-Domínguez E, Suárez-Morales E, Vásquez-Yeomans L. 2003. Diversity of ichthyoplankton in the central Mexican Pacific: a seasonal survey. *Est. Coast. Shelf Sci.* 57: 111–121.
- Froese R, Pauly D. 2009. FishBase. World Wide Web electronic publication. www.fishbase.org. version (08/2009).
- Funes-Rodríguez R, González-Armas R, Esquivel-Herrera A. 1995. Distribución y composición específica de larvas de peces durante y después de El Niño, en la costa del Pacífico de Baja California Sur (1983–1985). *Hidrobiol.* 5: 113–125.
- Funes-Rodríguez R, Hernández-Rivas ME, Saldierna-Martínez RJ, Hinojosa-Medina AT, Avendaño-Ibarra R, Jiménez-Rosenberg SPA. 2000. Composición y abundancia del ictioplancton del Golfo de Ulloa, Baja California Sur, un Centro de Actividad Biológica. En: Lluch-Belda D, Elorduy-Garay J, Lluch-Cota SE, Ponce-Díaz G. (eds.), BAC, Centros de Actividad Biológica del Pacífico Mexicano. CIB–Nor, S.C. Pp. 185–197.
- Funes-Rodríguez R, Hinojosa-Medina A, Aceves-Medina G, Jiménez-Rosenberg SPA, Bautista-Romero JJ. 2006. Influences of El Niño on assemblages of mesopelagic fish larvae along the Pacific coast of Baja California Sur. *Fish. Oceanogr.* 15: 244–255.
- Goericke R, Bograd SJ, Gaxiola-Castro G, Gómez-Valdés J, Hooff R, Huyer A, Hyrenbach KD, Lavaniegos BE, Mantyla A, Peterson WT, Schwing FB, Smith RL, Sydeman WJ, Venrick E, Wheeler PA. 2004. The state of the California Current, 2003–2004: A rare “normal” year. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 45: 27–59.
- Hernández-Vázquez S. 1994. Distribution of eggs and larvae from sardine and anchovy off California and Baja California, 1951–1989. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 35: 96–98.
- Hickey BM. 1979. The California Current System—hypotheses and facts. *Progr. Oceanogr.* 8: 191–279.
- Jiménez-Rosenberg SPA, Aceves-Medina G, Avendaño-Ibarra R, Hinojosa-Medina A, Camarillo-Coop S, Saldierna-Martínez RJ, Funes-Rodríguez R, Hernández-Rivas ME, Baumgartner T. 2000. Ictioplancton de la región sureña de la corriente de California durante el fenómeno de “El Niño” septiembre 1997–octubre 1998. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE. 105 pp.
- Jiménez-Rosenberg SPA. 2008. Asociaciones de larvas de peces por estadio de desarrollo en la costa noroccidental de la Península de Baja California. Tesis de Doctorado. CICIMAR–IPN, México. 223 pp.

- Kessler WS. 2006. The circulation of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69: 181–217.
- Kramer D, Ahlstrom EH. 1968. Distributional atlas of fish larvae in the California Current region: northern anchovy, *Engraulis mordax* (Girard), 1951–1965. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas No. 9.* i–xi + 269 pp.
- Kramer D, Kalin MJ, Stevens EG, Thraikill JR, Zweifel JR. 1972. Collecting and processing data on the fish eggs and larvae in the California Current Region. U.S. Department of Commerce NOAA Tech. Rep. NMFS Circ. 370. 38 pp.
- Loeb VJ, Smith PE, Moser HG. 1983. Geographical and seasonal patterns of larval fish species structure in the California Current area, 1975. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 24: 132–151.
- Lynn RJ, Simpson JJ. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 947–966.
- Moser HG, Richards WJ, Cohen DM, Fahay MP, Kendall AW, Richardson SL. 1984. Ontogeny and systematics of fishes. Special Publication Number 1. American Society of Ichthyologists and Herpetologists. Allen Press Inc., U.S.A. i–ix + 760 pp.
- Moser HG, Smith PE, Eber LE. 1987. Larval fish assemblages in the California Current region, 1954–1960, a period of dynamic environmental change. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 28: 97–127.
- Moser HG, Charter RL, Smith PE, Ambrose DA, Charter SR, Meyer CA, Sandknop EM, Watson W. 1994. Distributional atlas of fish larvae in the California Current region: taxa with less than 1000 total larvae, 1951–1984. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas No. 32.* i–xxviii + 181 pp.
- Moser HG. 1996. The early stages of fishes in the California Current region. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas No. 33.* i–xii + 1505 pp.
- Roden GI. 1971. Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76: 3462–3475.
- Smith PE, Richardson SL. 1979. Técnicas modelo para prospección de huevos y larvas de peces pelágicos. FAO. Doc. Tec. Pesca. 175 pp.

Abundancia y diversidad de larvas de peces durante El Niño y La Niña 1997–2000

R Funes-Rodríguez, A Zárate-Villafranco, A Hinojosa-Medina,
SPA Jiménez-Rosenberg

RESUMEN

Se analizó la abundancia de larvas de peces recolectadas durante doce cruceros oceanográficos con periodicidad estacional frente a la costa occidental de Baja California de octubre de 1997 a octubre de 2000. La comunidad de larvas de peces fue comparativamente homogénea durante invierno y primavera, caracterizada por el incremento en la abundancia de especies pelágico-costeras y demersales de afinidad transicional, mientras que en verano y otoño se observó la mayor heterogeneidad, relacionada con la dominancia de especies mesopelágicas tropicales. Durante El Niño 1997-1998, el núcleo de alta diversidad encontrado al sur del área (26°–28°N) disminuyó gradualmente hacia el norte asociado con el avance de la masa de agua cálida, mientras que durante La Niña 1999-2000, los valores de alta diversidad estuvieron confinados hacia el sur del área (Punta Eugenia). Simultáneamente, un segundo núcleo de alta diversidad apareció en el norte (29°–32° N) asociado con el avance de especies subártico-transicionales. La amplia extensión del núcleo norteño de alta diversidad concurrió con el predominio de la Corriente de California

y mayor actividad de las surgencias costeras en primavera. Los cambios en la distribución de la diversidad estuvieron asociados con los periodos reproductivos, en estrecha relación con los patrones de las corrientes.

Palabras clave: larvas, peces, diversidad, Baja California, Corriente de California

ABSTRACT

Larval fish abundance off the west coast of Baja California was examined from October 1997 through October 2000. The larval fish community was homogenous during winter and spring, characterized by an increase in abundance of small pelagic and demersal fish species of transitional affinity, while during summer and autumn high heterogeneity was observed related with high dominance of mesopelagic tropical species. During El Niño 1997-1998, a core of high diversity to the south of the study area (26°–28°N) diminished gradually to the north, associated with the advance of warm water, related to La Niña 1999-2000 conditions when high diversity was confined to the south (Punta Eugenia). Simultaneously, a second high diversity core appeared to the north (29°–32° N) associated with the advance of subarctic-transitional species. The wide extension of the northern high diversity core concurred with the predominance of the California Current and coastal upwelling during spring. Diversity changes were related with the reproductive periods, associated with the oceanic currents patterns.

Keywords: larvae, fish, diversity, Baja California, California Current

INTRODUCCIÓN

La costa occidental de la Península de Baja California cuenta con gran riqueza de especies de peces óseos (~400) asociados a las provincias San Dieguina y Panámica (Allen y Smith 1988, Fischer *et al.* 1995, Moser 1996). Las especies de afinidad tropical tienen como límite norteño el sur de California y las de afinidad templada a Baja California (Briggs 1974). No obstante, las características ambientales influyen en la fisiología y comportamiento de las especies, lo que afecta su distribución geográfica y consecuentemente la regulación de la diversidad a diferentes escalas de variación espacio temporal (Beaugrand *et al.* 2002, McGowan *et al.* 2003).

Esta zona es una región transicional entre latitudes medias subtropicales y el trópico en el margen del Pacífico nororiental que se caracteriza por su enfriamiento y calentamiento a lo largo del año, derivados de la intensidad y el desplazamiento de la Corriente de California (Sverdrup *et al.* 1942, Lynn y Simpson 1987). Además, la región muestra la influencia de la variabilidad térmica derivada del calentamiento de El Niño (e. g., 1997-1998), que resulta del efecto combinado de fuerzas atmosféricas regionales en el Pacífico Nororiental (anomalía negativa de la presión atmosférica a nivel del mar y anomalías ciclónicas del viento) y oceánicas remotas (ondas Kelvin y vientos del oeste y hacia el polo) (Schwing *et al.* 2002).

Entre los efectos de El Niño 1997-1998 se observó el hundimiento de la termoclina y el incremento de temperatura y salinidad desde finales de 1997 hasta principios de 1998 (Durazo y Baumgartner 2002, Chavez *et al.* 2002). La transición hacia las condiciones de enfriamiento de La Niña, se ha relacionado con un flujo predominante hacia el ecuador, el incremento en la formación de meandros y el retroceso del agua cálida hacia el sur de Punta Eugenia (Durazo y Baumgartner 2002). Las alteraciones asociadas con El Niño reducen la disponibilidad de nutrientes y la productividad biológica de las aguas superficiales (Chavez *et al.* 2002, McGowan *et al.* 2003), e incluso inducen cambios importantes en la estructura y distribución regional e interanual del zooplancton (Lavaniegos *et al.* 2002). De igual forma, la variabilidad en la abundancia y extensión de los productos del desove son el resultado del desplazamiento de los organismos adultos fuera de su área habitual de reproducción, teniendo como consecuencia su expansión hacia el norte y el incremento en la diversidad de especies tropicales durante eventos El Niño (Moser y Smith 1993, Funes-Rodríguez *et al.* 2002, 2006, Jiménez-Rosenberg *et al.* 2007) y alteraciones en la abundancia y distribución de especies durante los cambios de régimen. Esto ha servido para conocer las relaciones entre comunidades a diferentes escalas de variación (Smith y Moser 2003, McGowan *et al.* 2003, Hsieh *et al.* 2005, 2009, Funes-Rodríguez *et al.* 2009).

El presente estudio tiene por objetivo categorizar la extensión del cambio en el gradiente de diversidad de las larvas de peces en la costa occidental de Baja California durante El Niño (1997-1998) y La Niña (1999-2000), bajo la hipótesis de que los representantes de la comunidad de larvas de peces producidos por adultos en periodos reproductivos similares no necesariamente ocupan las mismas áreas, puesto que éstas están delimitadas por las masas de agua que dan origen a diferencias en el hábitat y las afinidades biogeográficas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizaron doce cruceros oceanográficos con periodicidad estacional de octubre de 1997 a octubre de 2000 en la costa occidental de Baja California entre Ensenada y el sur de Punta Eugenia (31° – 24° N y 114° – 116° W). El estudio se limitó al área entre las líneas 100 y 127 de IMECOCAL que fueron muestreadas consistentemente. El crucero de octubre de 1997 fue el de menor cobertura (líneas 110–127). Las muestras de zooplancton se obtuvieron de arrastres oblicuos entre la superficie y 200 m de profundidad utilizando una red bongo de 0.6 m de diámetro en su boca (505 μ m de luz de malla) provista de un flujómetro para medir el volumen de agua. El ictioplancton fue separado del resto del zooplancton y las larvas de peces fueron determinadas en su mayoría hasta especie (265 especies), y su abundancia normalizada a 10 m² de superficie marina.

La diversidad de especies fue calculada para cada estación de muestreo (649 estaciones totales) con el índice de diversidad de Shannon-Wiener (H') y representada en mapas para mostrar su distribución en cada crucero. La estructura de la dominancia fue analizada mediante curvas de dominancia k (porcentaje de abundancia acumulada contra jerarquía de las especies) (Lamshead *et al.* 1983) para verificar los patrones de diversidad basados en el índice de Shannon-Wiener. Asimismo, como medida de heterogeneidad de la comunidad se comparó la curva de especies acumuladas (media aleatoria) contra la curva esperada (S_a) si todos los individuos capturados en el total de muestras estuvieran asignados de forma aleatoria en las muestras (Coleman *et al.* 1982), la cual sugiere que mientras más escalonada sea la pendiente de la curva desde su origen, mayor será la heterogeneidad de la comunidad. Esto implica que para lograr una mayor representatividad en una comunidad catalogada como heterogénea se requerirá de un mayor esfuerzo de muestreo, mientras que en una comunidad homogénea ocurrirá lo contrario.

RESULTADOS

Abundancia relativa y distribución de larvas de peces

Durante verano y otoño la mayor abundancia relativa fue de especies mesopelágicas de afinidad tropical-subtropical (*Vinciguerria lucetia*, *Diogenichthys laternatus* y *Triphoturus mexicanus*) (tabla 1). El orden jerárquico se vio modificado en in-

vierno y primavera debido a la incorporación de especies de afinidad subártica-transicional de los hábitats pelágico costero (*Engraulis mordax* y *Sardinops sagax*) y demersal (*Merluccius productus*) (tabla 1).

Durante El Niño las especies mesopelágicas tropicales (*V. lucetia*, *T. mexicanus* y *D. laternatus*) fueron dominantes en verano y otoño, incluso en los inviernos de 1998 y 1999 (tabla 1), lo cual difiere de lo encontrado en los muestreos de invierno de La Niña (1999–2000) (ANOVA $P < 0.05$). Asimismo, fue notable el incremento en el número total de especies durante el desarrollo más intenso de El Niño en el verano de 1997 (108 especies) y en enero de 1998 (93 especies). Durante la transición hacia el enfriamiento de La Niña, las especies pelágico-costeras y demersales dominaron en invierno y primavera (*E. mordax*, *S. sagax*, *M. productus*), mientras que las especies mesopelágicas lo hicieron de verano a otoño (*V. lucetia* y *T. mexicanus*); además, otras especies demersales (*Citharichthys stigmatæus*, *C. xanthostigma* y *Sebastes* spp.) y mesopelágicas (*Diogenichthys atlanticus*, *Stenobranchius leucopsarus*) de afinidad subártica-transicional se incrementaron durante 1999 y 2000 (tabla 1).

Al examinar la temperatura superficial del mar en los muestreos de verano y otoño (El Niño) se observó que las isotermas se distribuyen de manera casi perpendicular a la costa, con temperaturas comparativamente mayores al sur de Punta Eugenia (~23–25 °C), y con un gradiente que disminuye hacia el norte (figs. 1a, 2a). Las temperaturas cálidas durante El Niño estuvieron acompañadas de una amplia distribución y abundancia de especies tropicales (e. g., *V. lucetia* y *D. laternatus*) (figs. 1a, 2a). No obstante, en verano y otoño (La Niña 1999–2000) las isotermas fueron paralelas a la costa, con temperaturas menores en la zona costera (≤ 17 °C), respecto del sur y la zona oceánica (20–22 °C). En consecuencia, *V. lucetia* disminuyó notablemente su abundancia en la zona costera y hacia el norte, al igual que *D. laternatus* que se limitó al área frente a Punta Eugenia (figs. 1c, 2c–d). Durante invierno y primavera (La Niña 1999–2000) las isotermas también se definen paralelas a la costa e indican menor temperatura en la zona costera entre Punta Baja y Ensenada (13–15 °C) (figs. 3b–c, 4a–b). A su vez, la especie mesopelágica *Symbolophorus californiensis* de afinidad subártica se distribuyó ampliamente, mientras que las especies tropicales disminuyeron notablemente (figs. 3b–c, 4a–b).

Dominancia y heterogeneidad de la comunidad de larvas de peces

Las curvas de dominancia k mostraron una marcada estacionalidad que divide los muestreos de verano y otoño de los de invierno y primavera. En los muestreos de verano y otoño, representados en las curvas superiores de la figura 5a, se muestra una gran dominancia de dos o tres especies que acumularon entre 60 y 75% de la abundancia total de cada muestreo. Por lo contrario, de invierno a primavera se requirieron 10 especies para alcanzar estos mismos porcentajes (fig. 5a). La prueba de heterogeneidad, resultado de comparar la curva de acumulación de especies (fig. 5b) contra la curva de Coleman (S_a), evidenció una comunidad relativamente homogénea durante los periodos de invierno y primavera de La Niña. Esto aparece representado en la parte inferior de la figura 5c, donde la mayor representatividad de la comunidad se alcanzó con un menor número de estaciones (10–15) con respecto al verano y otoño (25–30 estaciones de muestreo).

Variación temporal y espacial de la diversidad

Los promedios de diversidad mostraron una tendencia estacional, con valores máximos en primavera (~ 1.7), seguidos de una disminución en verano y otoño (1.2–1.4) y valores mínimos en invierno (~ 1.0) (ANOVA $P < 0.05$). Bajo condiciones de El Niño los incrementos fueron atípicamente altos en otoño de 1997 (1.6) y enero de 1998 (1.3), y comparativamente bajos en julio de 1998 (1.1). En el verano la distribución espacial de la diversidad fue comparativamente amplia (1.5–2.0), representada principalmente por especies de afinidad tropical-subtropical (fig. 1b, c), pero en 1998 (El Niño) se redujo (~ 1.0) (fig. 1a). En los otoños de 1997–2000 la diversidad disminuyó en la mayor parte del área (~ 1.0), excepto por la presencia de núcleos de mayor diversidad (~ 1.5), uno al sur del área con especies tropicales y otro hacia el norte del área con especies de afinidad subártico-transicional (fig. 2b–d). En medio de estos núcleos de mayor diversidad se observó una brecha o transición con valores de diversidad que disminuyeron de la costa al océano desde el verano hasta el invierno.

En los inviernos de 1998–2000 fue notable la disminución de la diversidad en la zona costera (0.5–1.0) así como del número de especies por estación de muestreo (fig. 3a–c). De igual forma se observan dos núcleos de mayor diversidad (1.5) al norte y sur del área (fig. 3a–c). Finalmente, en las primaveras de 1998–

Tabla 1. Abundancia relativa (%) de larvas de peces frente a la costa occidental de la Península de Baja California de octubre de 1997 a octubre de 2000. Se muestran las especies que acumulan 90% del total de abundancia en cada muestreo.

Especies	Asociación faunística	1997		1998					1999					2000					
		Oct	%	Ene	Jul	Oct	Abr	Ene	Oct	Abr	Ene	Oct	Abr	Ene	Oct	Abr	Ene	Oct	
				%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<i>Vinciguernia lucetia</i>	TR	46.0	39.5	57.9	43.9	20.9	9.7	48.7	59.2	10.4	9.1	38.8	33.5						
<i>Triphoturus mexicanus</i>	SBTR	14.5	1.2	20.6	13.3	3.3	5.4	20.4	13.7	4.2	7.4	34.0	28.1						
<i>Diogenichthys laternatus</i>	TR	9.6	19.0	4.1	17.6	14.1	1.3	1.9	3.2	1.7	2.6	4.5	2.6						
<i>Sardinops sagax</i>	T		2.0		3.0	3.0	3.0	1.7		3.7	10.7	3.8	1.4						
<i>Engraulis mordax</i>	T		10.4		1.2	7.4	10.1	3.2		25.8	13.6		2.4						
<i>Merluccius productus</i>	S-T						9.4			1.9	16.3								
<i>Macroramphosus gracilis</i>	SBTR									10.0									
<i>Bathylagoides wesethi</i>	T	0.6	1.2			1.7	6.8	2.3				3.1	2.8						
<i>Leuroglossus stilbius</i>	T					4.0	9.5			0.9	6.2								
<i>Cyclothone acclimens</i>	SBTR-TR	1.3						1.5	1.3			0.7	1.6						
<i>Cyclothone signata</i>	S-TR	2.4			2.2	2.4	2.0	1.0	1.6	1.0	0.6	3.6							

Tabla 1. Continúa

Especies	Asociación faunística	1997			1998			1999			2000		
		Oct	Ene	Jul	Oct	Ene	Abr	Ago	Oct	Ene	Abr	Jul	Oct
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<i>Stomias atriventer</i>	S-T		2.1			2.3							0.9
<i>Synodus lucioceps</i>	SBTR-TR	2.6	5.8	1.9	6.6	1.4				1.2			5.7
<i>Lestidiops ringens</i>	S-T						1.3						
<i>Hygophum atratum</i>	TR		1.5			1.4							
<i>Gonichthys tenuiculus</i>	TR		1.3										
<i>Myctophum nitidulum</i>	SBTR-TR					1.2							0.8
<i>Ceratoscopelus townsendi</i>	T-SBTR	1.7		6.1				2.1	2.8	0.9	1.3	0.5	1.0
<i>Diogenichthys atlanticus</i>	T					5.0	2.4	0.9	2.8	1.7			1.2
<i>Hygophum reinhardtii</i>	T-SBTR					1.4							
<i>Nannobranchium ritteri</i>	S-T					2.1	2.7			2.4	2.0		
<i>Protomyctophum crockeri</i>	T					6.6	3.0	0.8	1.3	3.6	1.2		
<i>Symbolophorus californiensis</i>	S-T					1.0	1.7	1.0	1.6	2.6	3.6	1.5	0.8

Tabla 1. Continúa

Especies	Asociación faunística	1997		1998				1999				2000							
		Oct	%	Ene	Jul	Oct	Abr	Ene	Ago	Oct	Ene	Abr	Jul	Oct					
			%		%		%		%		%		%		%				
<i>Stenobranchius leucopsarus</i>	S-T																		
<i>Chilara taylori</i>	T																		0.7
<i>Notoscopelus resplendens</i>	SBTR-TR																		0.9
<i>Ophidion scrippsae</i>	SBTR																		
<i>Lepophidium negropinna</i>	TR																		
<i>Melamphaes lugubris</i>	S-T																		
Sebastes tipo 1																			
Sebastes tipo 2																			
Sebastes tipo 3																			
<i>Prionotus ruscarius</i>	TR																		
<i>Pronotogrammus multifasciatus</i>	SBTR-TR																		

Figura 1. Distribución de la diversidad (H'), número de especies, y abundancia de *Vinciguerria lucetia*, *Diogenichthys laternatus* y *Symbolophorus californiensis* frente a la costa occidental de Baja California en los muestreos de verano de 1998 a 2000: (a) julio de 1998, (b) agosto de 1999 y (c) julio de 2000.

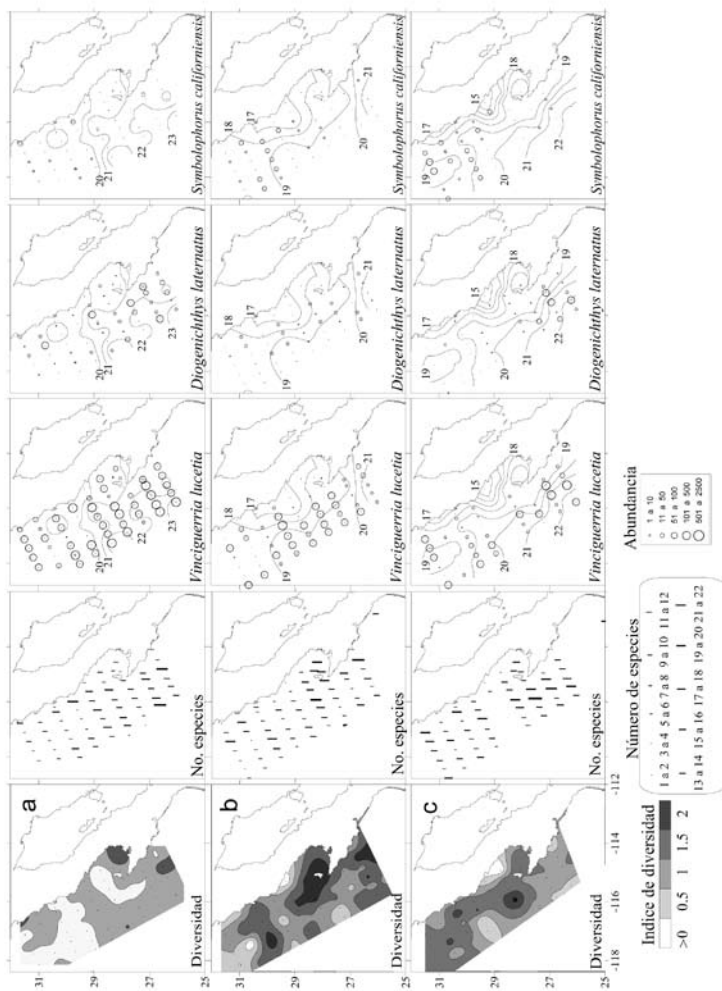
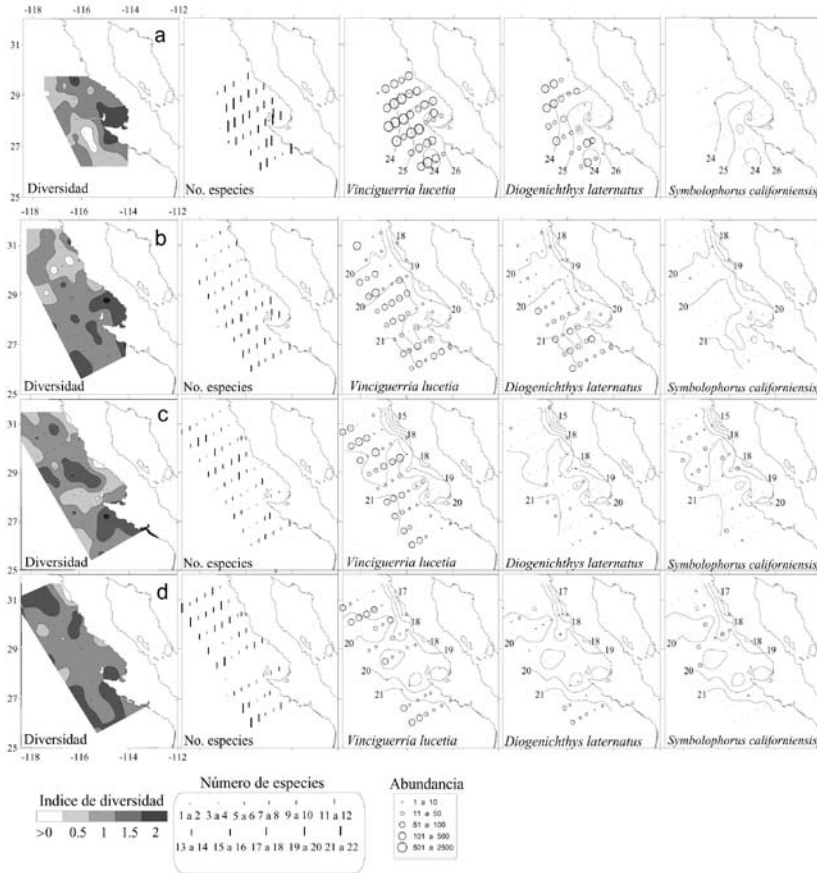


Figura 2. Distribución de la diversidad (H'), número de especies, y abundancia de *Vinciguerria lucetia*, *Diogenichthys laternatus* y *Symbolophorus californiensis* frente a la costa occidental de Baja California en los muestreos de otoño de 1997 a 2000: (a) octubre de 1997, (b) 1998, (c) 1999 y (d) 2000.



2000 (La Niña) la diversidad se incrementó y fue relativamente homogénea a lo largo del área de estudio (1.5–2.0) (fig. 4a, b) debido al incremento y extensión de las especies de afinidad subártico-transicional (tabla 1).

DISCUSIÓN

La diversidad de las larvas de peces frente a la costa occidental de Baja California presentó una variación estacional que resultó ser consistente con la tendencia de

variación del Sistema de la Corriente de California, excepto por las alteraciones biológicas y oceanográficas durante la manifestación del evento de calentamiento de El Niño. Frente a Baja California el flujo de la Corriente de California hacia el sur ocurre la mayor parte del año, con una máxima influencia costera de marzo a abril (Lynn y Simpson 1987). Durante la primavera la diversidad se incrementa y es máxima, seguida de una disminución durante el verano y el otoño que coincide con un núcleo de la Corriente de California lejos de la costa (200 km) entre junio y julio (Lynn y Simpson 1987). Los valores de diversidad fueron mínimos en invierno, probablemente relacionados con la inversión del flujo costero (contracorriente costera) y la formación de giros en diferentes direcciones (Soto-Mardones *et al.* 2004).

La circulación oceánica se modificó bajo las condiciones de El Niño, presentando movimiento y la predominancia de un flujo de agua cálida hacia el polo, asociados con una importante recirculación oceánico-costera a lo largo de la costa (Durazo y Baumgartner 2002). Durante el calentamiento, tanto la diversidad como el número de especies fueron comparativamente altos, similar a lo observado en un evento de calentamiento (1982–1983) en Baja California Sur (Funes-Rodríguez *et al.* 1995) en el que se registró un importante avance de especies de origen tropical poco comunes en el área de IMECOCAL (e. g., *Opisthonema sp.*, *Etrumeus teres*, *Chloroscombrus orqueta*, *Diogenichthys laternatus*) (Loeb *et al.* 1983, Moser y Smith 1993). Sin embargo, estas y otras especies de afinidad tropical ocurrieron en Bahía Sebastián Vizcaíno y la zona oceánica adyacente durante El Niño 1997–1998 (Jiménez-Rosenberg *et al.* 2007). A su vez, fue notable el incremento en la abundancia y expansión de *V. lucetia* y *D. laternatus* en la costa occidental de Baja California, con incrementos en la heterogeneidad, dominancia y diversidad (octubre de 1997 y enero de 1998), que difieren respecto a los muestreos efectuados en la misma temporada un año después (La Niña).

La transición hacia el enfriamiento de La Niña en julio de 1998 y su establecimiento en octubre de 1998, evidenciaron la presencia de un flujo predominante hacia el ecuador y la ausencia de aguas cálidas y de elevada salinidad, las cuales retrocedieron al sur de Punta Eugenia (Durazo y Baumgartner 2002). En concordancia, las especies tropicales se limitaron al sur de Punta Eugenia durante La Niña, en un núcleo sureño de diversidad que fue característico del periodo de estudio por su permanencia y composición de especies, al igual que la biomasa de zooplancton fue consistentemente alta alrededor de Punta Eugenia durante El Niño y La Niña (Lavaniegos *et al.* 2002). Simultáneamente, un segundo núcleo de alta diversidad

Figura 3. Distribución de la diversidad (H'), número de especies, y abundancia de *Vinciguerria lucetia*, *Diogenichthys laternatus* y *Symbolophorus californiensis* frente a la costa occidental de Baja California en los muestreos de invierno de 1998 a 2000: (a) enero de 1998, (b) 1999 y (c) 2000.

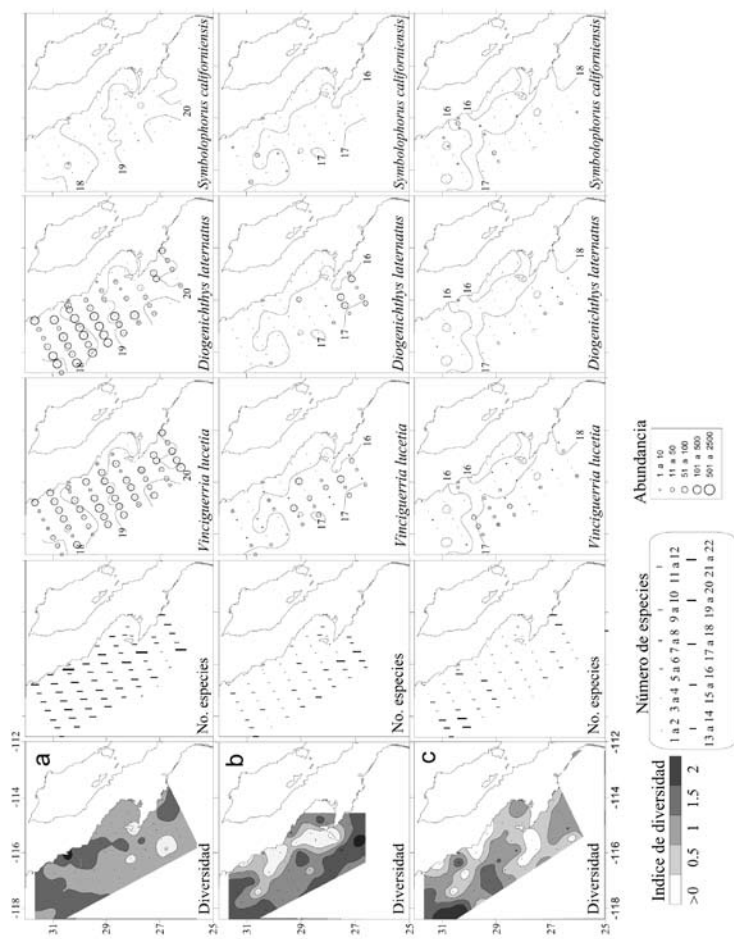


Figura 4. Distribución de la diversidad (H'), número de especies, y abundancia de *Vinciguerria lucetia*, *Diogenichthys laternatus* y *Symbolophorus californiensis* frente a la costa occidental de Baja California en los muestreos de primavera de 1999 a 2000: (a) abril de 1999 y (b) 2000.

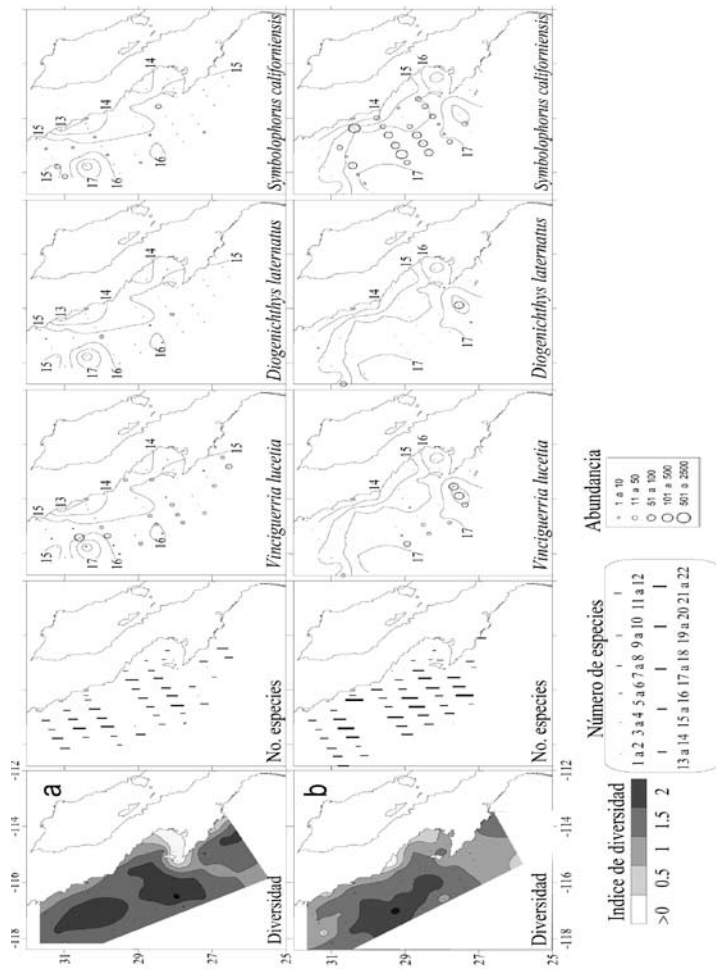
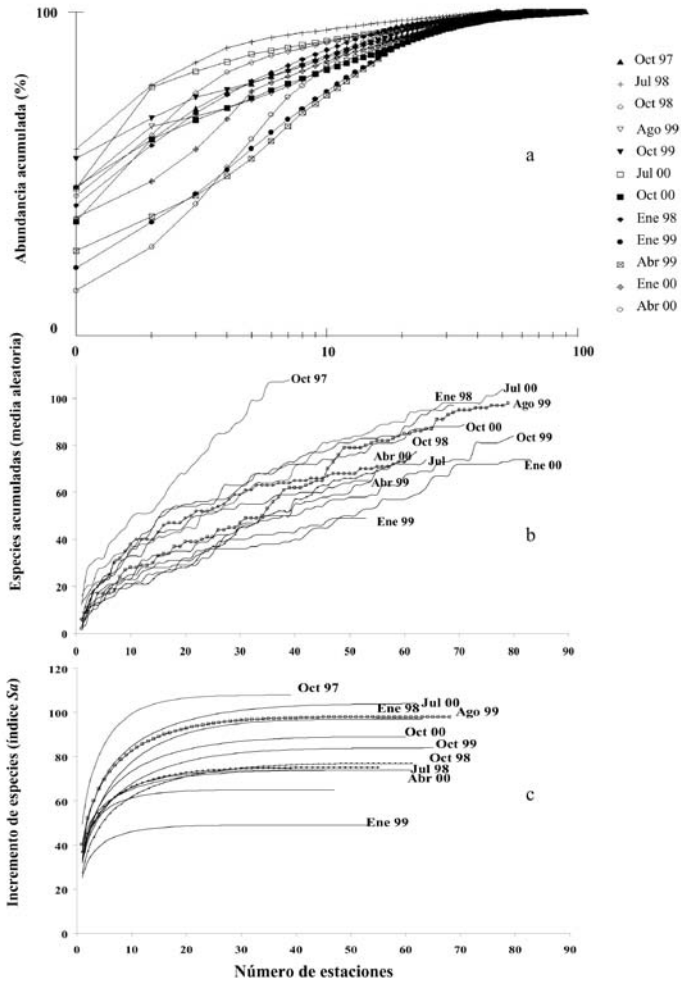


Figura 5. Curvas de dominancia k (a), media aleatoria de especies acumuladas (b) y curva esperada de Coleman *et al.* (1982) (c), de larvas de peces frente a la costa occidental de Baja California de octubre de 1997 a octubre de 2000.



de larvas al norte del área de estudio estuvo asociado con el avance de la Corriente de California en diferentes temporadas del año. La mayor distribución espacial de altas diversidades y extensión de especies de afinidad subártica-transicional ocurrió durante la primavera (La Niña).

Punta Eugenia es reconocida como el límite de una provincia biogeográfica para diversas especies de peces (Hubbs 1960, Hewitt 1981). Esta área se caracteriza por una zona de convergencia asociada con un transporte que impacta la costa de Punta Baja a Punta Eugenia, característica que persiste a lo largo del año y quizás limita cualquier movimiento costero de agua hacia el polo (Nelson 1977). Esta particularidad, asociada con remolinos semi-permanentes, es evidente al norte y sur de Punta Eugenia (Soto-Mardones *et al.* 2004), lo que al parecer reduce la conectividad sobre todo de especies que desovan cuando se intensifica la formación de remolinos (Hewitt 1981). En el interior de Bahía Sebastián Vizcaíno la circulación es anticiclónica, al parecer debido a la tendencia costera del flujo de la Corriente de California (Amador-Buenrostro *et al.* 1995). Frente a Punta Eugenia los giros son ciclónicos como resultado de la inversión del flujo hacia el polo (contracorriente costera) (Soto-Mardones *et al.* 2004). De esta forma el núcleo de alta diversidad asociado a Punta Eugenia, además de coincidir con la masa de agua cálida que retrocedió hasta esa latitud durante La Niña, probablemente se encuentra delimitado por la formación de giros en diferentes direcciones alrededor de Punta Eugenia.

Por otro lado, el incremento en la abundancia de las especies mesopelágicas cerca de la costa durante El Niño pudiera tener relación con una considerable recirculación entre la zona oceánica y la costa (Durazo y Baumgartner 2002), dado que durante El Niño son notables los vientos del oeste y hacia el polo (Schwing *et al.* 2002). Durante los muestreos posteriores a El Niño fue posible la incursión de Agua del Pacífico Central desde el margen exterior de la Corriente de California a través de un largo meandro en el flujo hacia el ecuador (Durazo y Baumgartner 2002). Esto influyó en la menor diversidad de larvas de peces en la parte central del área de estudio de verano a invierno principalmente, entre mayores valores de diversidad al norte y sur del área. Esto es consistente con la generación de remolinos en verano y su propagación de verano a invierno, y su disminución en primavera cuando la circulación es homogénea (Soto-Mardones *et al.* 2004).

Se concluye que la variabilidad en los valores de diversidad y heterogeneidad de la comunidad de larvas de peces de la costa occidental de Baja California fue consistente con los periodos de reproducción, y estuvo estrechamente relacionada con

el avance y predominio de las corrientes: durante El Niño fue notable el incremento en la diversidad, dominancia y heterogeneidad de la comunidad de larvas de peces, relacionado con el avance del agua cálida y especies de afinidad tropical. Durante La Niña la zona de alta diversidad se contrae alrededor de Punta Eugenia junto con las especies tropicales debido al avance del agua de la Corriente de California. Simultáneamente, un segundo núcleo de alta diversidad caracterizado por especies de afinidad subártico-transicional aparece al norte del área de estudio de verano a invierno y se hace extensivo en primavera con el predominio de la Corriente de California y las surgencias costeras.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se llevó a cabo con el apoyo del programa IMECOCAL con financiamientos CONACYT (Proyectos G0041T, 017Pñ-1297 y G35326T) y fondos complementarios de proyectos SIP-IPN (20080077 y 20090201).

REFERENCIAS

- Allen MJ, Smith GB. 1988. Atlas and zoogeography of common fishes in the Bering Sea and Northeastern Pacific. NOAA Tech. Rep. NMFS 66. EUA. 151 pp.
- Amador-Buenrostro A, Argote-Espinosa ML, Mancilla-Peraza M, Figueroa-Rodríguez M. 1995. Short term variations of the anticyclonic circulation in Bahía Sebastián Vizcaíno. *Cienc. Mar.* 2: 201–223.
- Beaugrand G, Ibañez F, Lindley JA, Reid PC. 2002. Diversity of calanoid copepods in the North Atlantic and adjacent seas: species associations and biogeography. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 232: 179–195.
- Briggs JC. 1974. *Marine zoogeography*. McGraw Hill. EUA. 475 pp.
- Chavez FP, Pennington JT, Castro CG, Ryan JP, Michisaki RP, Schlining B, Walz P, Buck KR, McFadyen A, Collins CA. 2002. Biological and chemical consequences of the 1997–1998 El Niño in central California waters. *Progr. Oceanogr.* 54: 205–232.
- Coleman MD, Mares MD, Willig MR, Hsieh YH. 1982. Randomness, area, and species richness. *Ecol.* 63: 1121–1133.
- Durazo R, Baumgartner TR. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7–31.
- Fischer W, Krupp F, Schneider W, Sommer C, Carpenter KE, Nields VH. 1995. Guía FAO para la identificación de especies para los fines de la pesca I-III. ONU. FAO, Roma.

- Funes-Rodríguez R, González-Armas R, Esquivel-Herrera A. 1995. Distribución y composición específica de larvas de peces durante y después de El Niño, en la costa del Pacífico de Baja California (1983-1985). *Hidrobiol.* 5: 113–125.
- Funes-Rodríguez R, Flores-Coto C, Esquivel-Herrera A, Fernández-Alamo MA, Gracia-Gasca A. 2002. Larval fish community structure along the west coast of Baja California during and after the El Niño event (1983). *Bull. Mar. Sci.* 70: 41–54.
- Funes-Rodríguez R, Hinojosa-Medina A, Aceves-Medina G, Jiménez-Rosenberg SPA, Bautista-Romero JJ. 2006. Influences of El Niño on assemblages of mesopelagic fish larvae along the Pacific coast of Baja California Sur. *Fish. Oceanogr.* 15: 244–255
- Funes-Rodríguez R, Elorduy-Garay JF, Hinojosa-Medina A, Zárata-Villafranco A. 2009. Interannual distribution of Pacific hake larvae in the southern part of the California Current. *J. Fish Biol.* 75: 630–646.
- Hewitt R. 1981. Eddies and speciation in the California Current. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 22: 96–146.
- Hsieh CH, Reiss C, Watson W, Allen MJ, Hunter JR, Lea RN, Rosenblatt RH, Smith PE, Sugihara G. 2005. A comparison of long-term and variability in populations of larvae exploited and unexploited fishes in the Southern California region: A community approach. *Progr. Oceanogr.* 67: 160–185.
- Hsieh CH, Kim HJ, Watson W, Di Lorenzo E. 2009. Climate-driven changes in abundance and distribution of larvae of oceanic fishes in the southern California region. *Global Change Biol.* 9: 2137–2152.
- Hubbs CL. 1960. The marine vertebrates of the outer coast. *Syst. Zool.* 9: 134–147.
- Jiménez-Rosenberg SPA, Saldierna-Martínez RJ, Aceves-Medina G, Cota-Gómez VM. 2007. Fish larvae in Bahía Sebastián Vizcaíno and the adjacent oceanic region, Baja California, México. *Check list* 3: 204–223.
- Lambshead PJD, Platt HM, Shaw KM. 1983. Detection of differences among assemblages of marine benthic species based on an assessment of dominance and diversity. *J. Nat. Hist.* 17: 859–874.
- Lavaniegos BE, Jiménez-Pérez 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.
- Loeb VJ, Smith PE, Moser HG. 1983. Geographical and seasonal patterns of larval fish species structure in the California Current area, 1975. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 24: 132–151.
- Lynn RJ, Simpson J. 1987. The California current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947–12966.

- McGowan JA, Bogard SJ, Lynn RJ, Miller AJ. 2003. The biological response to the 1977 regime shift in the California Current. *Deep-Sea Res.* 50: 2567–2582.
- Moser HG. (ed.). 1996. The early stages of fishes in the California Current Region. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas 33, Allen Press Inc. Lawrence, KS. 1505 pp.
- Moser HG, Smith PE. 1993. Larval assemblages of the California current region and their horizontal and vertical distributions across a front. *Bull. Mar. Sci.* 53: 645–691.
- Nelson O. 1977. Wind stress and wind stress curl over the California Current. NOAA Tech. Rep., NMFS, SSRF-714. 87 pp.
- Schwing FB, Murphree T, deWitt L, Green PM. 2002. The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995–2001. *Progr. Oceanogr.* 54: 459–491.
- Smith PE, Moser GH. 2003. Long-term trends and variability in the larvae of Pacific sardine and associated fish species of the California Current region. *Deep-Sea Res.* 50: 2519–2536.
- 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.* 51: 785–798.
- Sverdrup HV, Johnson MW, Fleming RH. 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, New Jersey. 1087 pp.

Composición de especies y patrones de distribución de paralarvas de calamar, 1996–1999

J Granados-Amores^{1, 2}, R De Silva-Dávila^{1*+}, S Camarillo-Coop^{1, 2}, FG Hochberg³, R Durazo⁴, R Avendaño-Ibarra¹⁺, ME Hernández-Rivas¹

RESUMEN

Se encontró que la composición, abundancia y distribución de paralarvas de calamar registradas de 1996 a 1999 frente a la costa Pacífica de la Península de Baja California, México estuvo influenciada por las condiciones oceanográficas presentes durante El Niño Oscilación del Sur (ENOS) 1997–2001. Se recolectaron paralarvas durante siete cruceros oceanográficos mediante arrastres con una estructura Bongo estándar. Se identificaron 10 familias, 17 especies, 12 formas y dos complejos de especies. Las familias más importantes fueron Ommastrephidae, Onychoteuthidae, Cranchiidae y Gonatidae, que contribuye-

¹ Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas (CICIMAR-IPN). Departamento de Plancton y Ecología Marina. Apdo. Postal 592. La Paz, BCS 23000. granadosamores@gmail.com, rdesilva@ipn.mx, mrivas@ipn.mx, ravendan@ipn.mx.

² Dirección actual: Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR). Mar Bermejo # 195, Col. Playa Palo de Santa Rita. La Paz, BCS 23090. scoop04@cibnor.mx.

³ Department of Invertebrate Zoology. Santa Barbara Museum of Natural History (SBMNH). 2559 Puesta del Sol Rd. Santa Barbara, California, USA, 93105-2936. fghochberg@sbnature2.org.

⁴ Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. Carretera Tijuana-Ensenada km 107, Ensenada, Baja California. rdurazo@uabc.edu.mx.

* Becarios COFAA y *EDI.

ron respectivamente con 72%, 10%, 7% y 6% de las paralarvas, totalizando un 95% del total colectado. Los taxones más abundantes fueron *Dosidicus gigas*, *Sthenoteuthis oualaniensis* y el complejo SD de la familia Ommastrephidae junto con los taxones de afinidad tropical-subtropical que se concentraron entre Punta Eugenia y Punta Abreojos durante El Niño 1997-1998, asociados a la masa de agua cálida Transicional-Subtropical Superficial. Durante La Niña 1999-2001 se registró un cambio en la composición de especies de calamar con el ingreso y predominancia de taxones de afinidad templada, principalmente de la familia Gonatidae que se distribuyeron en la masa de Agua Subártica.

Palabras clave: paralarvas, cefalópodos, distribución, abundancia, ENOS 1997-2001.

ABSTRACT

Species composition, abundance and distribution of squid paralarvae during 1996 to 1999 was found influenced by the oceanographic conditions of El Niño Southern Oscillation (ENOS) 1997-2001 off the Pacific coast of the Baja California Peninsula. Paralarvae were collected during seven oceanographic cruises by means of standard Bongo net tows. A total of 10 families, 17 species, 12 forms and 2 species complexes were identified. The Ommastrephidae, Onychoteuthidae, Cranchiidae, and Gonatidae families were the most important, contributing respectively 72%, 10%, 7%, and 6% paralarvae, accounting for 95% of all paralarvae identified. The most abundant taxa were *Dosidicus gigas*, *Sthenoteuthis oualaniensis* and the SD complex of the family Ommastrephidae, that were distributed between Punta Eugenia and Punta Abreojos in the cruises during El Niño 1997-1998, in association with the warm Transitional-Subtropical Surface Water. The remainder of the taxa of tropical-subtropical affinity showed the same distribution pattern. A change in species composition was recorded with the presence and predominance of the family Gonatidae of temperate affinity throughout the area in the cruises under the influence of La Niña 1999-2001, along with temperate taxa of other families that were distributed in the Subarctic Water mass.

Keywords: paralarvae, cephalopod, distribution, abundance, ENOS 1997-2001.

INTRODUCCIÓN

El análisis bibliográfico más reciente, que incluye registros en contenidos estomacales de peces depredadores de cefalópodos, registros de pesca exploratoria y de paralarvas, indica la presencia de 60 taxones de calamares distribuidos en aguas del Pacífico Mexicano (Granados-Amores 2008). De estos, 46 tienen registros en la costa occidental de la Península de Baja California y pertenecen a 18 familias de las cuales sólo la Loliginidae y Ommastrephidae tienen importancia comercial, particularmente el ommastréfido *Dosidicus gigas* (calamar Humboldt o jumbo del Pacífico). Con excepción de los estudios realizados sobre los adultos de esta especie en México (Morales-Bojórquez *et al.* 2001, Markaida 2006, Rodhouse *et al.* 2006), los antecedentes sobre el resto de la comunidad de cefalópodos en nuestro país son escasos. La falta de estudios sistemáticos sobre este conjunto de especies se atribuye tanto a la ausencia de un programa de muestreo como a la dificultad para capturar tanto a los adultos, sobre todo de especies de distribución meso y batipelágica, como a sus paralarvas planctónicas (Okutani y McGowan 1969). Las paralarvas registran generalmente poca abundancia alrededor del mundo (Haimovici *et al.* 2002), pero su distribución en los primeros 200 m de la columna de agua (Sweeney *et al.* 1992) las hace un excelente indicador de la riqueza de especies de un área determinada.

El plancton en la costa occidental de la Península de Baja California ha sido muestreado sistemáticamente por diferentes instituciones. Los resultados de los muestreos indican una mezcla de faunas de diferente afinidad, asociadas a los flujos estacionales de las masas de agua Subártica, Central y Ecuatorial que conforman un ambiente variable donde es posible detectar el avance de los fenómenos de escala interanual como El Niño Oscilación Sur (ENOS) (Loeb *et al.* 1983, Lavaniegos *et al.* 2001, Palomares-García *et al.* 2003).

En 1996 surge el interés por el análisis de las paralarvas de cefalópodos de la costa occidental de la península, abordándose de manera formal con el inicio del programa de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). El esfuerzo inicial se ha enfocado hacia la taxonomía, enfatizando la relación entre taxones y masas de agua. Este esfuerzo ha contribuido con la incorporación de nuevos taxones al listado sistemático de cefalópodos en México y a la identificación de áreas de desove para algunas de las especies. Este trabajo resume los resultados sobre la composición de especies de calamar identificadas con base en sus paralarvas, así como sobre su distribución y abundancia obtenidas a partir del

análisis de muestras de siete cruceros oceanográficos realizados frente a la costa occidental de la Península de Baja California, México.

METODOLOGÍA

El material biológico provino de siete cruceros oceanográficos que cubrieron las zonas costera y oceánica frente a la Península de Baja California (tabla 1), el primero de los cuales (SIMSUP IX 9603) fue realizado en marzo de 1996 en tres áreas de surgencia: de Ensenada a Punta Baja, de Punta Eugenia a Bahía Asunción y en el Golfo de Ulloa. Las estaciones de este crucero cubrieron la plataforma continental, el talud y la zona oceánica adyacente en cada una de ellas (fig. 2a). Los seis cruceros oceanográficos restantes fueron realizados por IMECOCAL de 1997 a 1999 (cruceros IMECOCAL 9710, 9801, 9807, 9810, 9901 y 9908) siguiendo la red básica de estaciones de muestreo (ver fig. 1 de Durazo y Gaxiola-Castro, este volumen).

Las muestras de zooplancton se obtuvieron realizando arrastres con una estructura Bongo siguiendo la metodología estándar de colecta (Smith y Richardson 1979). Aunque la metodología fue diseñada y utilizada originalmente para la

Tabla 1. Relación de los siete cruceros oceanográficos realizados en la costa occidental de la Península de Baja California: crucero, temporada, fechas, número de estaciones muestreadas y abundancias bruta y estandarizada (PL/1000 m³) de paralarvas de calamar.

Cruceros/Año	Temporada	Fecha	Estaciones muestreadas	Abundancia		
				Bruta	Muestreada	
SIMSUP IX						
1996	9603	Invierno	6-22/03	66	53	88
IMECOCAL						
1997	9710	Otoño	28/09-10/10	39	16	43
1998	9801	Invierno	24/01-14/02	69	64	195
	9807	Verano	15-30/07	65	182	1791
	9810	Otoño	28/09-1/11	63	2	4
1999	9901	Invierno	14-31/01	55	41	145
	9908	Verano	8-22/08	79	63	285
Total					421	2551

prospección de huevos y larvas de peces, ésta ha resultado uno de los mejores métodos de recolecta para paralarvas de cefalópodos (Saito 1994, Granados-Amores 2008). Las paralarvas de calamar se separaron en su totalidad de las muestras originales y se identificaron siguiendo diferentes criterios establecidos (Sweeney *et al.* 1992, Diekmann *et al.* 2002). En algunos casos la identificación requirió de disección y tñido de los ejemplares y de la elaboración de preparaciones temporales de rđulas. De las muestras de otoño de 1997 y 1998 sólo se separaron e identificaron los especđmenes de la familia Ommastrephidae. Las abundancias por taxón se estandarizaron a 1000 m³ de agua filtrada (Postel *et al.* 2000) y se elaboraron mapas de distribución de la abundancia para los 3 taxones de las 3 familias más abundantes por crucero utilizando el programa Surfer (Golden Software V 8.0).

Con base en los valores de *spiciness* (π), Durazo y Baumgartner (2002) determinaron la presencia de Agua Subártica ($\pi < 0.6$) y Agua Transicional Subtropical Superficial ($\pi > 1.5$) frente a la Península de Baja California durante 1997–1998. Valores de $\pi > 1$ indican que el agua es más caliente y salada mientras que valores bajos de π indican lo contrario. El valor de $\pi \sim 1$ representa el límite entre el Agua Subártica y el Agua Transicional-Subtropical Superficial. Con estos resultados se elaboraron los mapas de distribución de las masas de agua mencionadas durante los cruceros realizados y se analizó la distribución de paralarvas asociada a la presencia de las masas de agua.

RESULTADOS

El elenco sistemático de paralarvas de calamar registradas incluyó la presencia de 10 familias, 17 géneros, 17 especies, 12 formas y dos complejos de especies (tabla 2) que fueron ordenados con base en el Sistema de Información Taxonómica Integrada (ITIS por sus siglas en inglés, <http://www.itis.usda.gov>).

Abundancia

Las familias Ommastrephidae, Onychoteuthidae, Cranchiidae y Gonatidae fueron las más abundantes a lo largo del período de estudio, contribuyendo con el 72%, 10%, 7% y 6% respectivamente, para un total conjunto del 95% de las paralarvas de calamar en el área.

Durante el crucero del invierno de 1996 las familias Onychoteuthidae y Loliginidae fueron las más abundantes (48% y 32%, respectivamente; fig. 1). La segunda no

Tabla 2. Listado sistemático de paralarvas de calamar identificadas en el área de estudio (Sistema de Información Taxonómica Integrada, <http://www.itis.usda.gov>).

PHYLUM MOLLUSCA
CLASE CEPHALOPODA
SUBCLASE COLEOIDEA
SUPERORDEN DECAPODIFORMES
ORDEN TEUTHIDA
SUBORDEN MYOPSIDA
FAMILIA LOLIGINIDAE
<i>Loligo opalenscens</i> Berry, 1911
SUBORDEN OEGOPSIDA
FAMILIA ANCISTROCHEIRIDAE
<i>Ancistrocheirus cf lesueuri</i> (D'Orbigny, 1842)
FAMILIA CRANCHIIDAE
Cranchiidae no identificados
<i>Cranchiidae</i> tipo 1
SUBFAMILIA CRANCHIINAE
<i>Cranchia scabra</i> Leach, 1817
<i>Leachia danae</i> (Joubin, 1931)
<i>Leachia dislocata</i> Young, 1972
<i>Leachia pacifica</i> (grupo)
<i>Leachia</i> spp.
SUBFAMILIA TAONIINAE
<i>Helicocranchia beebei</i> Robson, 1948
FAMILIA ENOPLOTEUTHIDAE
<i>Abraliopsis felis</i> McGowan y Okutani, 1968
<i>Abraliopsis</i> spp.
<i>Abraliopsis</i> sp. 1
<i>Abraliopsis</i> sp. 2
FAMILIA GONATIDAE
Gonatidae no identificados
<i>Gonatus</i> sp. 1
<i>Gonatus</i> sp. 2
<i>Gonatopsis borealis</i> Sasaki, 1923

Tabla 2. Continúa.

FAMILIA HISTIOTEUTHIDAE
<i>Histioteuthis heteropsis</i> (Berry, 1913)
FAMILIA OCTOPOTEUTHIDAE
<i>Octopoteuthis deletron</i> Young, 1972
FAMILIA OMMASTREPHIDAE
SUBFAMILIA OMMASTREPHINAE
Ommastrephidae no identificados
<i>Ommastrephes bartramii</i> (Lesueur, 1821)
<i>Dosidicus gigas</i> (D'Orbigny, 1835)
<i>Eucleoteuthis luminosa</i> (Sasaki, 1915)
<i>Sthenoteuthis oualaniensis</i> (Lesson, 1830)
<i>Hyaloteuthis pelagica</i> (Bosc, 1802)
Morfotipo A
Morfotipo B
Complejo EHO
Complejo S-D
FAMILIA ONYCHOTEUTHIDAE
Onychoteuthidae no identificados
<i>Onychoteuthis banksi</i> sp. 1
<i>Onychoteuthis banksi</i> sp. 2
<i>Onychoteuthis banksi</i> sp. 3
<i>Onychoteuthis borealijaponica</i> Okada, 1927
FAMILIA PYROTEUTHIDAE
Pyroteuthidae no identificados
<i>Pterygioteuthis</i> sp.1
<i>Pterygioteuthis</i> sp. 2

se registró en el resto de los cruceros analizados. En los cruceros realizados durante El Niño 1997–1998 la familia Ommastrephidae registró el mayor porcentaje de abundancia relativa. En los cruceros de otoño de 1997 y 1998 sólo se separaron e identificaron paralarvas de esta familia, por lo que el porcentaje está influenciado por la falta de otros taxones. Sin embargo, durante invierno y verano de 1998 la importancia de los omastréfidos en la comunidad de cefalópodos alcanzó 72% y 89% respectivamente (fig. 1). En los cruceros de invierno y verano de 1999, realizados en

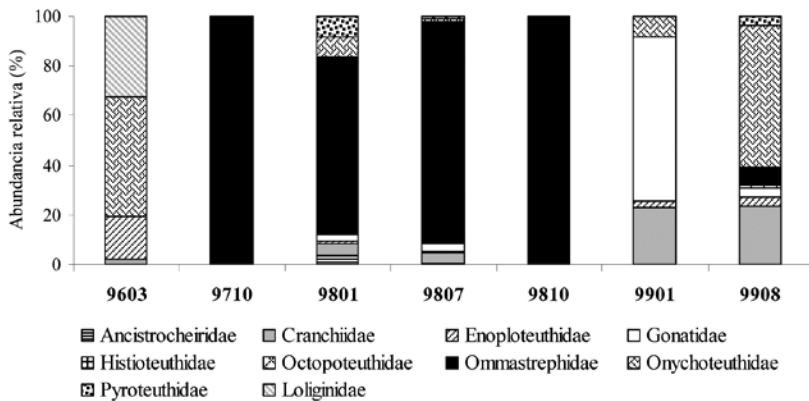
condiciones de La Niña 1999–2001, la composición taxonómica cambió resultando más abundantes las familias Gonatidae, Onychoteuthidae y Cranchiidae (fig. 1). En el crucero de verano de 1999 también se registró la familia Ommastrephidae.

Distribución

En la primavera de 1996 se registraron paralarvas de *Onychoteuthis borealijaponica* en las 3 áreas de surgencia muestreadas, particularmente entre Punta Eugenia y Bahía Asunción (fig. 2a) y también en la zona oceánica (fig. 2g). *Loligo opalescens* se distribuyó entre Ensenada y Punta Baja y entre Punta Eugenia y Bahía Asunción, mientras que *Abraliopsis spp.* se registró sólo en la primera zona.

En los cruceros de IMECOCAL analizados, excepto el de invierno de 1999, se identificaron paralarvas de las cinco especies de ommastérfidos que se distribuyen como adultos en aguas del Pacífico mexicano, dos complejos denominados SD y EHO (paralarvas <3 mm de longitud de manto pertenecientes a *Sthenoteuthis oualaniensis* y/o *Dosidicus gigas*, y a *Eucleoteuthis luminosa*, *Hyaloteuthis pelagica* y/o *Ommastrephes bartramii* respectivamente), y dos morfotipos (morfotipo A y morfotipo B). De los taxones anteriores, *D. gigas*, *S. oualaniensis* y el complejo SD fueron los más abundantes concentrándose principalmente al sur del

Figura 1. Abundancia relativa de paralarvas de calamar agrupadas por familia, registradas de 1996 a 1999 en la costa occidental de la Península de Baja California. En otoño de 1997 y 1998 sólo se separó e identificó a la familia Ommastrephidae.



área de estudio entre Punta Eugenia y Punta Abreojos (figs. 2e, h; 3a). El resto de los taxones (figs. 2d; 3a, e) se distribuyeron con muy bajas abundancias frente a Punta Banda, Bahía Vizcaíno y Punta Abreojos.

Leachia pacifica (grupo), de afinidad tropical y perteneciente a la familia Cranchiidae, se distribuyó con abundancias importantes en la zona sur entre Punta Eugenia y Punta Abreojos (fig. 2i) y también frente a Punta Colonet (fig. 3c), mientras que *L. dislocata* (fig. 3c, f) y todos los taxones de la familia Gonatidae de afinidad templada se registraron en toda el área de estudio asociados al avance de la masa de Agua Subártica (figs. 2j; 3b, c, f).

La distribución de los taxones de las familias Onychoteuthidae (figs. 2g; 3d, g) y Pyroteuthidae (fig. 2f) no mostró en conjunto un patrón característico, pero la afinidad de cada taxón de manera individual, reflejó su afinidad por alguna de las masas de agua presentes en el área.

DISCUSIÓN

El presente estudio aporta 12 taxones diferentes de calamar (2 especies y 10 formas) a los 60 ya registrados para el Pacífico Mexicano, incrementando en 20% el total y en 26% los reportados en el área frente a la costa occidental de la Península de Baja California. Se presenta también el primer listado de especies de calamares en México identificados por la presencia de sus paralarvas. Las paralarvas denominadas complejo SD y complejo EHO de la familia Ommastrephidae (<3 mm de longitud de manto) sólo pueden separarse morfológicamente en dos complejos de especies con base en el tamaño relativo de las ventosas laterales de la proboscis: el complejo SD correspondiente a paralarvas de *S. oualaniensis* y *D. gigas* con ventosas laterales del mismo tamaño que el resto, y el EHO que comprende las que tienen ventosas laterales del doble del tamaño que el resto y que incluye a *E. luminosa*, *H. pelágica* y *O. bartrami*.

En términos de abundancia los resultados coinciden con reportes previos que establecen que las familias Ommastrephidae, Cranchiidae, Enoploteuthidae y Onychoteuthidae son las más importantes en los diferentes océanos alrededor del mundo (Vecchione *et al.* 2001, Diekmann *et al.* 2002). A nivel mundial se ha encontrado que usualmente el número de paralarvas de cefalópodos capturadas en una muestra de zooplancton va de 1 a 5 (Vecchione 1987), lo que coincide con las abundancias registradas en la mayoría de las muestras recolectadas en el área de estudio; sin embargo, en el caso de las que contenían omastréfidos su abundancia

Figura 2. Distribución de las paralarvas de calamar más abundantes registradas durante primavera de 1996, otoño de 1997 e invierno y verano de 1998 en la costa occidental de la Península de Baja California. Los tonos de gris muestran la distribución de las masas de agua: gris claro = Agua Transicional-Subtropical Superficial; gris oscuro = Agua Subártica. La isolínea indica el límite entre ambas (tomado de Durazo y Baumgartner 2002).

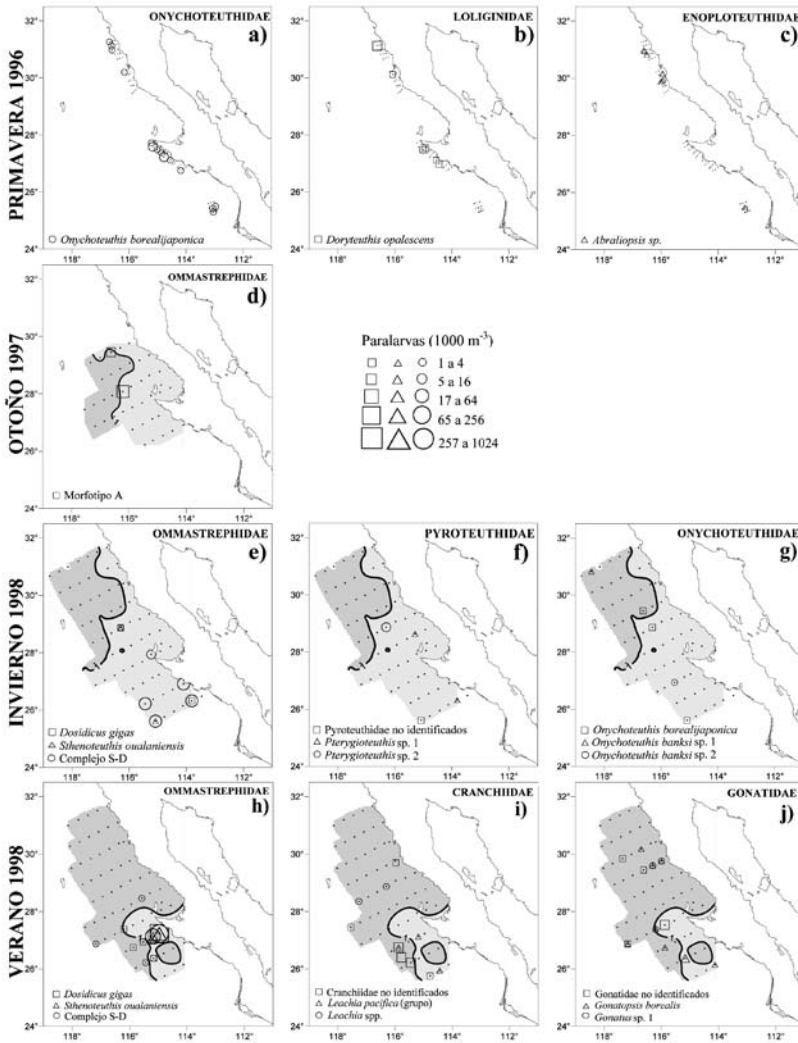
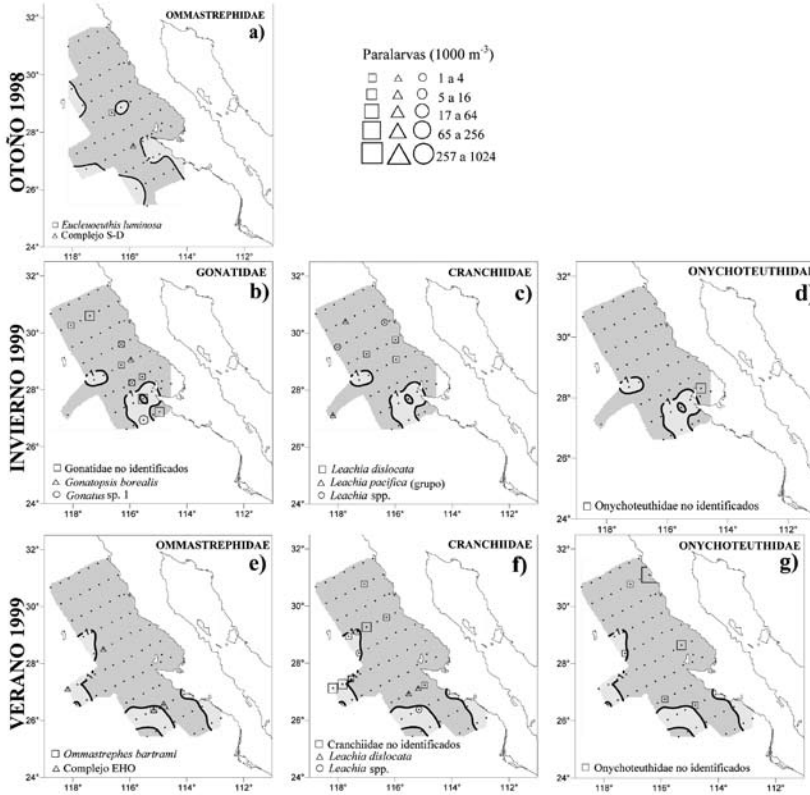


Figura 3. Distribución de las paralarvas de calamar más abundantes registradas durante otoño de 1998 e invierno y verano de 1999 en la costa occidental de la Península de Baja California. Los tonos de gris muestran la distribución de las masas de agua: gris claro = Agua Transicional-Subtropical Superficial; gris oscuro = Agua Subártica. La isolínea indica el límite entre ambas (tomado de Durazo y Baumgartner 2002).



sobrepasó hasta en dos órdenes de magnitud al resto de las familias identificadas.

De 1996 a 1999 se registró un cambio en la composición de especies de calamar en la costa occidental de la Península de Baja California, asociado a la presencia del ENOS. La gran abundancia de la familia Ommastrephidae durante El Niño 1997–1998 se correlacionó positivamente con las altas temperaturas y la masa de Agua Transicional-Subtropical Superficial presente en el área (Durazo y Baumgartner 2002), en particular la de *D. gigas*, *S. oualaniensis* y el complejo SD de afinidad

tropical-subtropical (Camarillo-Coop 2006). La ausencia de estos taxones y la presencia de paralarvas de *O. bartrami* de afinidad templada y el complejo EHO, asociadas a la masa de Agua Subártica en invierno y verano de 1999, se relacionaron con el cambio a condiciones frías durante La Niña 1999–2001 (Granados-Amores et al. 2007). La concentración de paralarvas del complejo SD frente a Punta Eugenia indicó la presencia de desoves recientes de *D. gigas* o de *S. oualaniensis* (Camarillo-Coop et al. 2007). Durante El Niño 1997–1998 los registros de capturas indicaron la ausencia de calamar (*D. gigas*) dentro del Golfo de California y su aparición en la costa occidental de la Península de Baja California (Morales-Bojórquez et al. 2001), lo que sugiere que ambos eventos están relacionados.

La distribución de las paralarvas del resto de las familias analizadas fue el resultado del acoplamiento de cada taxón con una u otra masa de agua en función de su afinidad biogeográfica (Granados-Amores 2008). Las paralarvas de las familias Cranchiidae, Onychoteutidae y Pyroteuthidae (*L. pacifica*, *O. banksi* sp. 2 y *Pterygioteuthis* sp. 1), cuyos adultos son de afinidad tropical, se distribuyeron en la masa de agua cálida Transicional-Subtropical Superficial registrada durante 1997–1998 (Durazo y Baumgartner 2002), replegándose hacia el sur cuando la influencia de la masa de Agua Subártica invadió el área de estudio. Esta última permitió la presencia de la familia Gonatidae así como de *L. dislocata*, *O. banksi* sp. 1, *O. borealijaponica* y *Pterygioteuthis* sp. 2, todas de afinidad templada. La distribución y abundancia de las paralarvas fue modulada por las características físicas y el avance de las masas de agua como se ha establecido para otras especies (Yamamoto et al. 2002) con cambios estacionales cuyas abundancias se incrementan por el efecto del ENOS en la región.

Los adultos y las paralarvas de *Loligo opalescens*, comercialmente importante en California, EUA, y potencialmente importante en México (Okutani y McGowan 1969, Roper et al. 1995), se distribuyen en zonas neríticas y en la plataforma continental (Sweeney et al. 1992, Hochberg 1998). Su registro en el crucero costero durante el mes de marzo confirma su presencia en la temporada fría en la península, coincidiendo con los desoves de invierno registrados para el sur de California (Hastings y MacWilliams, 1999), y su ausencia en los cruceros IMECOCAL se relacionó con la falta de cobertura de muestreo en la zona costera.

Es evidente que aún existe poca información sobre los cefalópodos en México. Este trabajo cubre sólo una porción del área marítima mexicana, por lo que la riqueza de especies puede ser mayor. Ecológicamente los calamares son uno de los grupos más complejos dada su amplia distribución horizontal y

vertical, y por su comportamiento, uno de los más difíciles de estudiar. A pesar de ello, los resultados indican que las aguas frente a la costa occidental de la Península de Baja California albergan una gran riqueza de especies de calamar con diferente afinidad biogeográfica. La distribución de sus paralarvas a lo largo del año parece estar asociada con el flujo estacional e interanual de las masas de agua predominantes en la región.

REFERENCIAS

- Camarillo-Coop S. 2006. Variación espacio-temporal de paralarvas de calamares (Cephalopoda: Ommastrephidae) de importancia comercial en la costa occidental de la Península de Baja California. Tesis de Maestría. CICIMAR-IPN, México. 92 pp.
- Camarillo-Coop S, De Silva-Dávila R, Hernández-Rivas ME, Durazo-Arvizu R. 2007. Distribution of *Dosidicus gigas* paralarvae off the west coast of the Baja California Peninsula, Mexico. En: Olson RJ, Young JW (eds.), The role of squid in open ocean ecosystems. Rep. GLOBEC-CLIoTOP/PFRP workshop, 16–17 November 2006, Honolulu, Hawaii, USA. GLOBEC Report 24: vi. Pp 7–8.
- Diekmann R, Piatkowski U, Schneider M. 2002. Early life and juvenile cephalopods around seamounts of the subtropical eastern North Atlantic: illustrations and a key for their identification. Ber. Inst. Meereskd. Kiel. 326: 1–42.
- Durazo R, Baumgartner T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. Progr. Oceanogr. 54: 7–31.
- Durazo R, Gaxiola-Castro G. 2010. Introducción. 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. 13–18.
- Granados-Amores J. 2008. Calamares epiplanctónicos de la costa occidental de la Península de Baja California, México. Tesis de Maestría. CICIMAR-IPN, México. 129 pp.
- Granados-Amores J, De Silva-Dávila R, Hernández-Rivas ME. 2007. Epiplanktonic squids from the west coast of the Baja California Peninsula, México. En: Olson RJ, Young JW (eds.), The role of squid in open ocean ecosystems. Rep. GLOBEC-CLIoTOP/PFRP workshop, 16–17 November 2006, Honolulu, Hawaii, USA. GLOBEC Report 24: vi. Pp. 22–24.
- Haimovici M, Piatkowski U, Aguiar dos Santos R. 2002. Cephalopod paralarvae around tropical seamounts and oceanic islands of the northeastern coast of Brazil. Bull. Mar. Sci. 71: 313–330.
- Hastings S, MacWilliams S. 1999. Multi-species and multi-interest management: an ecosystem approach to market squid (*Loligo opalescens*) harvest in California: Marine Sanctua-

- ries Conservation Series MSD-99-1. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Marine Sanctuaries Division, Silver Spring, Md. 24 pp.
- Hochberg FG. 1998. Class Cephalopoda. En: Scott PV, Blake JA (compiladores), Taxonomic Atlas of the Benthic Fauna of the Santa Maria Basin and the Western Santa Barbara Channel, Vol. 8: The Mollusca, Part 1. Santa Barbara Museum of Natural History: Santa Barbara, CA. Pp. 175–236.
- Lavaniegos B, Durazo R, Gaxiola-Castro G, Baumgartner T, Jiménez-Pérez LC, García-Córdova J, González-Esparza M. 2001. El Niño y el mar. En: Escobar E, Bonilla M, Badán A, Caballero M, Winckell A (compiladores). Los efectos del fenómeno El Niño en México 1997–1998. CONACYT México. Pp. 181–198.
- Loeb VJ, Smith PE, Moser HG. 1983. Geographical and seasonal patterns of larval fish species structure in the California Current area. 1975. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 24: 132–151.
- Markaida U. 2006. Population structure and reproductive biology of jumbo squid *Dosidicus gigas* from the Gulf of California after the 1997–1998 El Niño event. Fish. Res. 79: 28–37.
- Morales-Bojórquez E, Cisneros-Mata MA, Nevárez-Martínez MO, Hernández-Herrera A. 2001. Review of stock assessment and fishery biology of *Dosidicus gigas* in the Gulf of California, Mexico. Fish. Res. 54: 83–94.
- Okutani T, McGowan J. 1969. Systematics, distribution, and abundance of the epipelagic squid (Cephalopoda, Decapoda) larvae of the California Current, April, 1954–March, 1957. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif. 14: 1–90.
- Palomares-García R, Martínez-López A, De Silva-Dávila R, Funes-Rodríguez R, Carballido-Carranza MA, Avendaño-Ibarra R, Hinojosa-Medina A, López-Ibarra GA. 2003. Biological effects of El Niño 1997–98 on a shallow subtropical ecosystem: Bahía Magdalena, Mexico. Geofis. Int. 42: 455–466.
- Postel L, Fock H, Hagen W. 2000. Biomass and abundance, En: Harris RP, Wiebe PH, Lenz J, Skjoldal HR, Huntley M (eds.), Zooplankton Methodology Manual. Academic Press. San Diego, California. Pp. 83–92.
- Rodhouse PGK, Waluda CM, Morales-Bojórquez E, Hernández-Herrera A. 2006. Fishery biology of the Humboldt squid, *Dosidicus gigas*, in the eastern Pacific Ocean. Fish. Res. 79: 13–15.
- Roper CFE, Sweeney MJ, Hochberg FG. 1995. Cefalópodos. En: Fischer W, Krupp F, Schneider W, Sommer C, Carpenter KE, Niem VH (eds.), Guía FAO Para la Identificación de Especies Para los Fines de la Pesca. Pacífico Centro-Oriental. Vol. I. Plantas e Invertebrados. FAO. Roma. Pp. 305–353.

- Saito K. 1994. A sampling method for rhynchoteuthion paralarvae of neon flying squid *Ommastrephes bartramii*. Bull. Hokkaido Nat. Fish. Res. Inst. 58: 25–34.
- Sistema de Información Taxonómica Integrada (ITIS). 2008. <http://www.itis.usda.gov>
- Smith PE, Richardson SL. 1979. Técnicas modelo para prospección de huevos y larvas de peces pelágicos. FAO. Doc. Tec. Pesca. 175 pp.
- Sweeney MJ, Roper CFE, Mangold KM, Clarke MR, Boletzky SV. 1992. "Larval" and juvenile cephalopods: a manual for their identification. Smith. Contrib. Zool. Smithsonian Institution Press, Washington D.C. 282 pp.
- Vecchione M. 1987. Juvenile ecology. En: Boyle PR (ed.), Cephalopod Life Cycles. Vol. 2. Academic Press. London, UK. 475 pp.
- Vecchione M, Roper CFE, Sweeney MJ, Lu CC. 2001. Distribution, relative abundance and developmental morphology of paralarval cephalopods in the Western North Atlantic ocean. NOAA Tech. Rep. NMFS 152. Washington, U.S.A. 54 pp.
- Yamamoto J, Masuda S, Miyashita K, Uji R, Sakurai Y. 2002. Investigation on the early stages of the ommastrephid squid *Todarodes pacificus* near the Oki islands (Sea of Japan). Bull. Mar. Sci. 71: 987–992.

El calamar gigante *Dosidicus gigas* (D'Orbigny 1835)

CA Salinas-Zavala, G Bazzino-Ferreri, S Camarillo-Coop,
R Rosas-Luis, A Mejía-Rebollo, JE Ramos-Castillejos

RESUMEN

Se observó la presencia del calamar gigante *Dosidicus gigas* en toda el área de IMECOCAL durante el periodo 2004–2007, predominantemente en las zonas de Punta Baja y Punta Eugenia. Se revisó el contenido de 240 estómagos recolectados en 2004 y 2005, entre los que se contabilizaron un total de 5,195 presas que variaron de acuerdo con el intervalo de talla de los calamares. De los nueve grupos presas identificados, crustáceos, peces y moluscos fueron los más abundantes, observándose poca evidencia de canibalismo. Los resultados del marcaje satelital de cuatro calamares adultos frente a Bahía Magdalena en junio de 2005 reflejaron un desplazamiento con dirección sur y un patrón de migraciones verticales diarias con una clara preferencia por aguas profundas, frías e hipóxicas durante el día, y aguas superficiales, más cálidas y oxigenadas durante la noche. *Dosidicus gigas* es considerado un depredador activo y voraz, lo cual sumado a su corto ciclo de vida y amplia plasticidad ecológica lo convierten en un organismo oportunista que se adapta rápidamente a los cambios en las condiciones ambientales.

Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR SC). Mar Bermejo 195, Col. Playa Palo de Santa Rita. La Paz, Baja California Sur 23090. csalinas@cibnor.mx, gbazzino04@cibnor.mx, scoop04@cibnor.mx, riroluis@yahoo.com.mx, arebollo04@cibnor.mx, jramos@cibnor.mx.

Palabras clave: calamar gigante, *Dosidicus gigas*, alimentación, migraciones, Península de Baja California.

ABSTRACT

Jumbo squid *Dosidicus gigas* was observed in the IMECOCAL Program area during 2004–2007 predominantly off Punta Baja and Punta Eugenia. The content of 240 stomachs collected during 2004 and 2005 was analyzed and 5,195 prey items were found related to the different sizes of jumbo squids. Nine groups of prey were identified, the most abundant being crustaceans, fishes and mollusks and cannibalism did not seem to be common. The results of a satellite tagging experiment performed with four adult jumbo squids off Magdalena Bay on June 2005 showed southward movements and a vertical migration pattern. During daytime, jumbo squid prefers deep, cold and hypoxic waters, while at night it is found near the surface at warmer and well oxygenated waters. This species is considered an opportunistic, active and voracious predator that adapts quickly to changes in environmental conditions due to its short life cycle and extensive plasticity.

Keywords: jumbo squid, *Dosidicus gigas*, feeding, migrations, Baja California Peninsula.

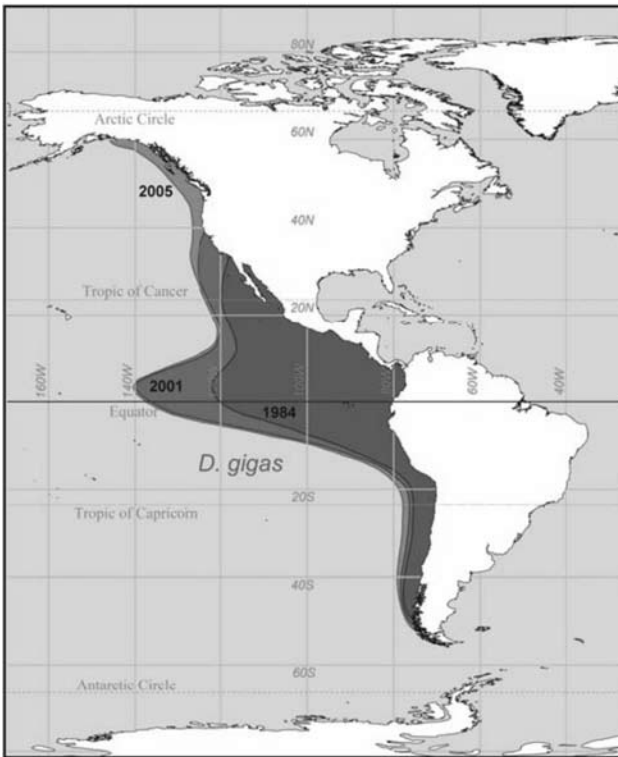
INTRODUCCIÓN

El calamar gigante *Dosidicus gigas* (D'Orbigny 1835) es una especie endémica del Pacífico Oriental que se distribuye desde California (aprox. 40°N) hasta el sur de Chile (45°S) (Nesis 1983, Nigmatullin *et al.* 2001). En años recientes se ha observado una expansión significativa de su distribución hacia el norte hasta el Golfo de Alaska (fig. 1; Zeidberg y Robison 2007). Como especie es un componente trófico importante dentro de los ecosistemas donde habita, ya que los juveniles son una de las principales presas de tiburones (Aguilar-Castro y Galván-Magaña 2003) y grandes peces pelágicos (Rosas-Aloya *et al.* 2002), mientras que los ejemplares adultos constituyen el principal alimento de los cachalotes (Davis *et al.* 2007). A la vez, el calamar gigante es un activo depredador que tiene gran impacto en los ecosistemas (Nigmatullin *et al.* 2001) donde se alimenta de peces

mictófidos, calamares y crustáceos, dependiendo de la región geográfica y la oferta alimenticia (Markaida 2006). Por ende, *D. gigas* es considerada una especie clave en el funcionamiento trófico de los ecosistemas del Golfo de California y el Océano Pacífico Oriental (Markaida *et al.* 2007).

Los calamares ommastreífidos como *Dosidicus gigas* muestran una tendencia a distribuirse en relación a grandes sistemas de corrientes oceánicas. Los ciclos de vida de varias especies de calamar están sincronizados con los movimientos de las masas de agua donde habitan (Bakun y Csirke 1998), asociados con las zonas de surgencia, convergencia o frentes (Ichii *et al.* 2002, Bazzino *et al.* 2005). En este contexto algunos autores han mencionado la existencia de una asociación entre el calamar gigante y las áreas de surgencia localizadas en la región central del Golfo de California (Markaida y Sosa-Nishizaki 2001) y en el Océano Pacífico frente a la

Figura 1. Distribución espacial de *Dosidicus gigas*. Se observa una expansión progresiva en años recientes (Roper *et al.* 1984, Nigmatullin *et al.* 2001, Gilly 2005).



Península de Baja California, lo cual parece estar relacionado con una mayor oferta alimenticia (Salinas-Zavala y Manzano-Sarabia 2007).

El calamar gigante ha sido ampliamente estudiado en el Golfo de California (Klett 1982, Hernández-Herrera *et al.* 1998, Markaida *et al.* 2004, Bazzino *et al.* 2007). Sin embargo, en la costa occidental de la Península de Baja California antes del Programa IMECOCAL sólo existían estudios exploratorios de la especie (Sato 1976, Klett-Traulsen 1996). Las condiciones oceanográficas y ecológicas entre el Golfo de California y el Océano Pacífico frente al oeste de la Península de Baja California son lo suficientemente diferentes como para verse reflejadas en diferencias en los parámetros biológicos y ecológicos de este cefalópodo entre ambos ecosistemas.

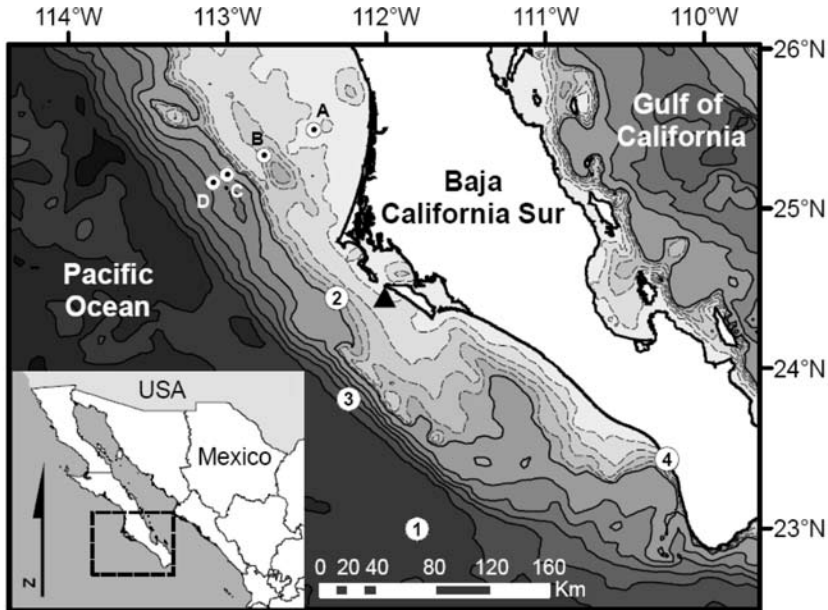
Al igual que otros miembros de la familia Ommastrephidae, *D. gigas* realiza migraciones de larga distancia (Nigmatullin *et al.* 2001). Por ejemplo, se ha comprobado la existencia de migraciones estacionales en la región central del Golfo de California (al menos 100–200 km) entre las principales áreas de pesca en las inmediaciones de Santa Rosalía, Baja California Sur y Guaymas, Sonora (Markaida *et al.* 2005). Por otra parte, sus migraciones hacia fuera y dentro del Golfo de California (Ehrhardt *et al.* 1983) aún no han sido bien comprendidas. Con base en los desembarques pesqueros y los movimientos de la flota, se ha propuesto que *D. gigas* realiza migraciones hacia fuera del Golfo de California asociadas con eventos fuertes de El Niño, como los observados en 1997–1998 y 2005, que resultaron en una reubicación del esfuerzo pesquero, el cual disminuyó notoriamente dentro del golfo y se concentró en el Océano Pacífico frente a Bahía Magdalena (Morales-Bojórquez *et al.* 2001).

MATERIALES Y MÉTODOS

Los especímenes utilizados en este estudio provienen de 14 cruceros oceanográficos a bordo del B/O Francisco de Ulloa de 2004–2007, que forman parte del Programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California). La pesca del calamar se realizó manualmente con poteras de cinco coronas a barco parado, durante la maniobra de operación del CTD en estaciones diurnas y nocturnas, con un tiempo medio de pesca de 45 minutos. En todos los ejemplares se midió la longitud dorsal del manto (LDM) con una precisión de 0.5 cm. Para el análisis de la dieta se revisaron los 240 estómagos de los organismos capturados durante los cruceros de 2004 y 2005. Los detalles metodológicos para el análisis del contenido estomacal se pueden consultar en el trabajo de Rosas-Luis (2007).

Para estudiar las migraciones verticales del calamar gigante se colocaron cuatro marcas satelitales tipo *pop-up* (PAT 1–4) en organismos con LDM > 80 cm. El marcaje se realizó a bordo del B/P Jurel XI durante la noche del 10 al 11 de junio de 2005 frente a la entrada principal de Bahía Magdalena (fig. 2). Los detalles de la colocación de las marcas satelitales pueden consultarse en Bazzino (2008) y Bazzino *et al.* (2010). Todo el proceso tuvo una duración aproximada de 5 minutos y las marcas registraron presión (profundidad), temperatura y nivel de luz a intervalos de 5 segundos y estaban programadas para liberarse automáticamente del calamar en una fecha establecida, iniciando la transmisión de un resumen de los datos al sistema satelital ARGOS al flotar libremente en la superficie. La serie de tiempo completa de los datos quedó almacenada en la memoria interna de la marca, a la cual se pudo acceder cuando las marcas fueron recuperadas.

Figura 2. Marcado satelital de *D. gigas* en el Océano Pacífico frente a Bahía Magdalena. El triángulo negro (▲) indica el sitio de captura y marcado satelital. Posición de (○1–4) liberación de las marcas satelitales, y (⊙A–D) de los perfiles verticales de oxígeno que corresponden a estaciones oceanográficas de IMECCAL. Contornos batimétricos a cada 100 m (---) hasta los 500 m (—) y luego cada 200 m (—).



Los perfiles verticales de oxígeno corresponden al crucero IMECOCAL 0507/08 (julio-agosto de 2005) y fueron obtenidos con un CTD en cuatro estaciones oceanográficas localizadas cerca del lugar del marcado satelital, las cuales forman parte del transecto más austral de la red de estaciones IMECOCAL (A–D en fig. 2).

RESULTADOS

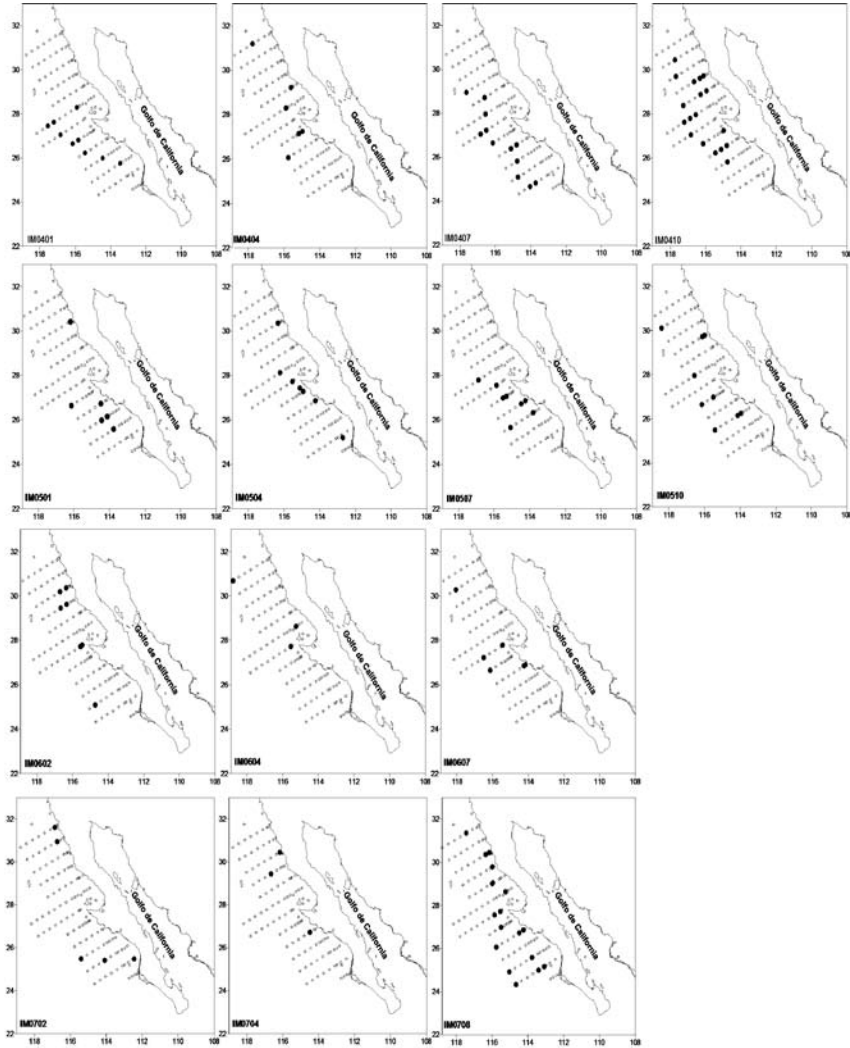
Distribución del calamar gigante en el ámbito geográfico IMECOCAL

La captura de organismos adultos durante 2004–2007 (fig. 3) mostró un patrón espacialmente indefinido, con una distribución a lo largo de toda la región de IMECOCAL. En general, las estaciones costeras que registraron capturas de organismos adultos (IM0501, IM0504, IM0602, IM0704) parecen estar asociadas con las regiones de surgencias de San Quintín–Punta Baja y alrededor de Punta Eugenia. Además, se observó una menor presencia de calamares en las estaciones localizadas al norte de Punta Eugenia. La mayor incidencia de calamar fue observada en verano y otoño, las épocas más calidas en la región IMECOCAL.

Hábitos alimenticios

En los 240 estómagos analizados de calamar gigante se contabilizaron en total 5,195 presas (tabla 1). El espectro trófico reflejado a través de los valores porcentuales del número (%N) y del peso (%P) de cada tipo de presa estuvo dominado por un crustáceo, la langostilla *Pleuroncodes planipes*, seguido en importancia por peces, principalmente mictófidios (tabla 1). El resto de las presas estuvo compuesto por otros moluscos, cefalópodos, parásitos y material orgánico no identificado. En términos temporales la alimentación reflejó una considerable variabilidad a lo largo de los meses analizados. En enero y febrero la frecuencia de ocurrencia (FO) de los peces fue mayor (83%), mientras que en julio predominaron los crustáceos (62%). Las especies de peces más importantes en la dieta de *D. gigas* fueron *Vinciguerria luce-tia*, *Triphoturus mexicanus*, *Mictophum nitidulum* y *Notoscopelus lendosus*, mientras que entre los crustáceos la langostilla *Pleuroncodes planipes* fue la especie más importante seguida por los copépodos. Con respecto a los moluscos, los cefalópodos estuvieron representados por *Gonatus sp.*, *Onychoteuthis banksi* y *Pterygioteuthis giardii*. Los pterópodos presentes fueron las especies *Clio sp.*, *Cuvierina sp.* y *Heliconoides tertiaria*. El análisis de la dieta por intervalos de talla mostró que en las tallas medianas

Figura 3. Estaciones positivas (●) con captura de organismos adultos de calamar gigante *Dosidicus gigas* en la red de estaciones de IMECOCAL durante los cruceros realizados entre 2004 y 2007. Código de cada crucero en la esquina inferior izquierda de cada mapa: las iniciales IM se refieren a IMECOCAL, los dos primeros dígitos al año y los últimos al mes en que se realizó el crucero.



(50 cm LDM) la alimentación es variada (*Vinciguerria lucetia*, *Pleuroncodes planipes*, *Pterygioteuthis giardii* e *Histioteuthis heteropsis*), mientras que en la dieta de

Tabla 1. Número (N; %N), peso (P; %P), frecuencia de ocurrencia (FO; %FO) e índice de importancia relativa (IIR) del total de presas identificadas en los contenidos estomacales de los calamares *D. gigas* capturados durante 2004 y 2005 en la región de IMECOCAL.

PISCES	Total 2004-2005						Total 2004-2005								
	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR	TEUTHIDA	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR
Myctophidae								Ommastrephidae							
<i>Triphoturus mexicanus</i>	38	0.73	69.2	0.89	29	10.43	16.95	<i>Dosidicus gigas</i>	6	0.12	365	4.71	6	2.16	10.42
<i>Benthosema panamense</i>	24	0.46	30.5	0.39	11	3.96	3.38	Onychoteuthidae							
<i>Myctophum nitidulum</i>	22	0.42	36	0.47	14	5.04	4.48	<i>Onychoteuthis banksii</i>	20	0.38	59.4	0.77	16	5.76	6.63
<i>Diogenichthys laternatus</i>	6	0.12	2.06	0.03	6	2.16	0.31	Enoplateuthidae							
<i>Hygophum</i> sp.	8	0.15	26.1	0.34	8	2.88	1.41	<i>Pterygioteuthis giardi</i>	26	0.50	2.14	0.03	7	2.52	1.33
<i>Protomyctophum</i> spp.	13	0.25	7.48	0.10	7	2.52	0.87	Cranchidae							
<i>Diaphus</i> spp.	2	0.04	2.27	0.03	2	0.72	0.05	<i>Liocranchia reinhardtii</i>	8	0.15			4	1.44	0.22
<i>Ceratospelus townsendi</i>	5	0.10	6.56	0.08	2	0.72	0.13	<i>Leachia</i> sp.	7	0.13	1	0.01	5	1.80	0.27
<i>Tarletonbeania crenularis</i>	2	0.04	6.36	0.08	2	0.72	0.09	Histioteuthidae							
<i>Nannobranchium ritteri</i>	1	0.02			1	0.36	0.01	<i>Histioteuthis heteropsis</i>	7	0.13	1.5	0.02	6	2.16	0.33
<i>Lampanyctus</i> spp.	1	0.02	2.27	0.03	1	0.36	0.02	Gonatidae							
Mictóforo no identificado	6	0.12			4	1.44	0.17	<i>Gonatus</i> sp.	22	0.42	34.9	0.45	19	6.83	5.98
Phosichthyidae								Teuthida no identificado	34	0.65	249	3.21	32	11.51	44.49

Tabla 1. Continúa.

PISCES	Total 2004-2005										Total 2004-2005									
	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR	TEUTHIDA	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR					
<i>Vinciguerria luceia</i>	552	10.63	260	3.36	81	29.14	407.48	Cefalopoda no identificado A	19	0.37	26.6	0.34	18	6.47	4.59					
<i>Vinciguerria</i> spp.	3	0.06			1	0.36	0.02	Cefalopoda no identificado B	1	0.02	19.9	0.26	1	0.36	0.10					
<i>Notoscopelus lendosus</i>	19	0.37	25.5	0.33	10	3.60	2.50	CHAETOGNATHA	7	0.13			1	0.36	0.05					
<i>Notoscopelus</i> spp.	1	0.02	1.23	0.02	1	0.36	0.01	CRUSTACEA												
Cottidae								Euphausiacea												
<i>Icelinus tenuis</i>	1	0.02	0.39	0.01	1	0.36	0.01	Nyctiphanes simplex	2	0.04	0.42	0.01	1	0.36	0.02					
Argentiniidae								No identificado	2	0.04			2	0.72						
<i>Microstoma microstoma</i>	13	0.25	20.5	0.27	4	1.44	0.74	Copepoda	384	7.39	63.6	0.82	11	3.96	32.50					
<i>Nansenia crassa</i>	7	0.13	38.9	0.50	7	2.52	1.60	Galatheaide												
<i>Argentina sialis</i>	21	0.40	22.7	0.29	11	3.96	2.76	Pleuroncodes planipes	3452	66.45	5690	73.48	150	53.96	7550.26					
Ophichthidae								Decapoda Solenoceridae	1	0.02	5.57	0.07	1	0.36	0.03					
<i>Ophichthus</i> spp.	7	0.13	1.1	0.01	3	1.08	0.16	Decapoda A	1	0.02			1	0.36	0.01					
Bathylagidae								Decapoda B	1	0.02			1	0.36	0.01					
<i>Leuroglossus stلبius</i>	10	0.19	10	0.13	7	2.52	0.81	Crustacea no identificado A	9	0.17			7	2.52	0.44					

Tabla 1. Continúa.

PISCES	Total 2004–2005							Total 2004–2005						
	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR
<i>Bathylagus</i> spp.	2	0.04			2	0.72	0.03	15	0.29	5.22	0.07	1	0.36	0.13
Merlucciidae														
<i>Merluccius</i> spp.	2	0.04	3.66	0.05	2	0.72	0.06	19	0.37	1.9	0.02	12	4.32	1.68
Ophidiidae								9	0.17	7.95	0.10	8	2.88	0.79
<i>Ophidium</i> spp.	2	0.04	4.29	0.06	2	0.72	0.07	9	0.17	2.96	0.04	4	1.44	0.30
Pleuronectidae									0.10			1	0.36	0.03
<i>Microstomus pacificus</i>	2	0.04	0.39	0.01	1	0.36	0.02	69	1.33	14	0.18	43	15.47	23.33
Melamphalidae														
<i>Melamphaes</i> spp	1	0.02	2.26	0.03	1	0.36	0.02	1	0.02	0.2	0.00	1	0.36	0.01
<i>Scopelogadus bispinosus</i>	2	0.04	37	0.48	1	0.36	0.19	1	0.02	0	0.00	1	0.36	0.01
Batrachoididae														
								1	0.02			1	0.36	0.01
<i>Porichthys</i> spp	2	0.04			2	0.72	0.03							
Exocoetidae														
<i>Exocoetus</i> spp	1	0.02	2.56	0.03	1	0.36	0.02	8	0.15	2.64	0.03	7	2.52	0.47

Tabla 1. Continúa.

	Total 2004-2005							Total 2004-2005							
	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR	CRUSTACEA	N	%N	P	%P	FO	%FO	IIR
PISCES															
Scopelarchidae								Zostera marina	1	0.02			1	0.36	0.01
Scopelarchoides spp	1	0.02	6.1	0.08	1	0.36	0.04	Phyllospadix spp	1	0.02			1	0.36	0.01
Moridae								NEMATODA	12	0.23			11	3.96	0.91
Physiculus rastrelliger	2	0.04	23	0.30	2	0.72	0.24	MONI	87	1.67	406	5.24	87	31.29	216.46
Opisthoproctidae								PECES	18	297	9.819	172	61.87	1489.95	
Dolichopteryx longipes	3	0.06	20.9	0.27	3	1.08	0.35	CRUSTACEOS	3867	74.4	5765	74.45	161	57.91	10214.5
Sternoptychidae								MOLUSCOS	114	2.19	27	0.348	64	23.02	23.6504
Argyropelecus spp	4	0.08	5.28	0.07	4	1.44	0.21	CEFALOPODOS	161	3.1	781	10.09	107	38.49	398.711
Pez no identificado	151	2.91	85.2	1.10	47	19.42	77.84	PARASITOS	12	0.23	0.15	0.001	11	3.957	1.35401
OCTOPODA								PLANTAS	2	0.04	0.39	0.001	2	0.719	0.04627
Bolitaenidae								MONI	87	1.67	406	5.242	87	31.29	51.7487
Japetella spp.	2	0.04			2	0.72	0.03	ALGAS	8	0.15	2.64	0.037	7	2.518	18.824
Argonautidae							0.00	QUETOGNATOS	7	0.13	0.01	0.002	1	0.36	0
Argonauta argo	3	0.06	0.45	0.01	3	1.08	0.07								
Octopodidae															
Octopus rubescens	1	0.02	20	0.26	1	0.36	0.10								
Octopoda no identificado	5	0.10	1.67	0.02	3	1.08	0.13	5195		7279					

los organismos con tallas mayores predominaron las especies *Pleuroncodes planipes*, *Histioteuthis heteropsis* y en menor grado los pterópodos.

Movimientos horizontales y migraciones verticales

Los resultados del marcaje satelital de los cuatro calamares adultos frente a Bahía Magdalena reflejaron un desplazamiento con dirección sur (fig. 2) y un patrón de migraciones verticales diarias con una clara preferencia por aguas profundas (>150 m), frías (10–14 °C) e hipóxicas (<0.5 ml O₂ L⁻¹) durante el día y aguas más someras (<100 m), cálidas (18–20 °C) y bien oxigenadas durante la noche (fig. 4).

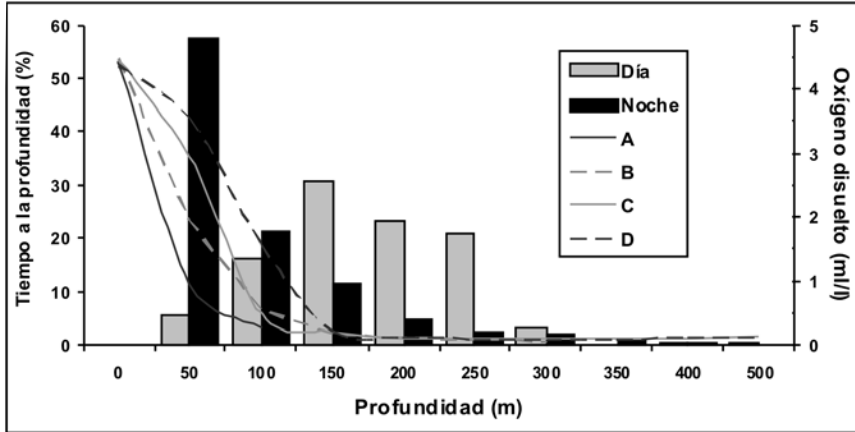
Los cuatro perfiles verticales de oxígeno reflejaron niveles extremadamente bajos (<0.5 ml L⁻¹) a profundidades mayores a los 100–150 m. No obstante, los calamares marcados permanecieron gran parte del tiempo en esta zona hipóxica, mejor conocida como Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO). Esta asociación entre *D. gigas* y la ZMO se cumple principalmente en horas del día y sólo parcialmente durante las noches (fig. 4).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis espacial de las estaciones positivas a la pesca de calamar sugiere que este cefalópodo se encontró de manera permanente en la porción sureña de la Corriente de California frente a Baja California durante el período 2004–2007 (fig. 3). En términos generales, las estaciones costeras con capturas de calamar (IM0501, IM0504, IM0602, IM0704) parecen asociarse con las regiones de San Quintín-Punta Baja y alrededor de Punta Eugenia. Aparentemente el calamar tiene mayor presencia en verano y otoño, las épocas más cálidas en la región IMECOAL. El único antecedente que refiere la presencia de calamar gigante en la costa occidental de la Península de Baja California es el de Sato (1976), quien también observó concentraciones importantes frente a Bahía Magdalena y en la parte sur de la península. Tal antecedente muestra que la presencia de *D. gigas* en esta porción del Pacífico Mexicano se remonta al menos a 30 años.

Aún cuando esto no es muy evidente, el análisis espacial sugiere una posible asociación entre *D. gigas* y dos áreas importantes, Punta Baja y Punta Eugenia, que han sido consideradas por Lluch-Belda *et al.* (2000) como centros de actividad biológica (BACs por sus siglas en inglés). Este concepto fue propuesto para

Figura 4. Porcentaje de tiempo de permanencia del calamar PAT 4 en cada franja de profundidad durante el día y la noche (barras grises y negras). Perfiles de oxígeno disuelto según la profundidad en las cuatro estaciones de IMECOCAL analizadas (A–D).



enfatar las áreas del margen continental de Norteamérica que presentan una alta productividad primaria debido al proceso de surgencias por vientos y que por ser altamente productivas concentran una gran actividad biológica a lo largo del año.

El análisis de los contenidos estomacales mostró una gran diversidad de presas, entre las que destacaron dos especies micronectónicas: el crustáceo langostilla *Pleuroncodes planipes* y el pez mesopelágico *Vinciguerria lucetia*. La primera es el principal componente micronectónico en la costa occidental de la Península de Baja California, donde se localiza su centro de eclosión y deriva larval (Gómez-Gutiérrez y Sánchez-Ortiz 1995). La langostilla presenta abundancias considerables a lo largo del año, por lo que es un recurso constante y disponible para las poblaciones de consumidores como el calamar gigante. Su participación en la dieta de esta especie fue registrada por Sato (1976) y posteriormente por Markaida (2006) en la costa occidental de la península, y al sur del Golfo de California por Sánchez (2003). Aunque este último autor sólo analizó 38 estómagos de calamar, estableció un antecedente cuantitativo sobre la presencia de la langostilla en la alimentación de *D. gigas* en la zona. El pez mesopelágico *V. lucetia* es uno de los peces con mayor abundancia en las aguas templadas y tropicales del Pacífico Oriental (Ahlstrom 1968) y ha sido reportado en varios trabajos sobre alimentación de calamares (Markaida y Sosa-Nishizaki 2003). También se encontraron los mictófidos *Triphoturus mexicanus*, *Mictophum nitidulum* y *Notoscopelus lendosus*.

De hecho, la familia Myctophidae se considera la de mayor importancia en la alimentación de *D. gigas* (Markaida 2006), siendo muy abundante en el Pacífico Oriental (Coleman y Nafpaktitis 1972) y mostrando un patrón de migraciones verticales semejante al de *D. gigas*.

La incidencia de canibalismo durante el periodo de estudio no fue significativa, lo cual se vió reflejado en la baja frecuencia de ocurrencia del propio *D. gigas* en los contenidos estomacales. Se considera que el canibalismo es una conducta artificial reflejo de la pesca activa y del daño que se causa a los organismos durante su práctica (Ehrhardt 1986). En observaciones realizadas durante la captura de los organismos se constató que los calamares pequeños que se alimentan en superficie huyen ante la presencia de calamares de mayor talla. Esto refuerza la idea de que el canibalismo se da entre las diferentes cohortes (Markaida y Sosa-Nishizaki 2003) y no entre los organismos de la misma talla.

Los resultados obtenidos a partir de los experimentos de marcaje satelital estuvieron limitados a ejemplares adultos de *D. gigas* (>80 cm LDM), pero demuestran y confirman la viabilidad y aplicabilidad de este enfoque metodológico para el estudio de las migraciones (horizontales y verticales) en esta especie. Los calamares marcados en el Pacífico Oriental frente a Bahía Magdalena evidenciaron movimientos horizontales con dirección sur. Sin embargo, no fue posible confirmar la entrada de *D. gigas* al Golfo de California tal como se ha hipotetizado, quizás debido a que algunas marcas satelitales se liberaron de forma prematura.

A pesar de las diferencias oceanográficas que existen entre el Golfo de California y el Pacífico Oriental, nuestros resultados sobre el comportamiento vertical de *D. gigas* reflejaron tendencias comunes y algunas diferencias menores en comparación con los resultados obtenidos previamente durante algunos experimentos de marcaje satelital realizados en el Golfo de California (Gilly *et al.* 2006). Por ejemplo, nuestros resultados en el Océano Pacífico reflejaron que durante el día los calamares se encontraban a una profundidad más somera (<250 m) que la profundidad reportada para el Golfo de California (>200 m) (Gilly *et al.* 2006). Estas diferencias exhibidas por *D. gigas* en la utilización vertical del hábitat entre el Golfo de California y el Océano Pacífico parecen estar asociadas con los hábitos alimenticios en cada región. En el Océano Pacífico se observó una clara preferencia por presas neríticas más abundantes en la región de la plataforma (langostilla, merluza y otras especies de peces), a diferencia de lo reportado para el Golfo de California en donde los peces mictófidos constituyen la presa principal (Markaida y Sosa-Nishizaki 2003). Tanto el comportamiento vertical (utilización de la columna de

agua), así cómo la composición de la dieta, sugieren que *D. gigas* es una especie con un alto grado de adaptabilidad de acuerdo a las condiciones ambientales existentes en la región geográfica donde habita.

En este sentido, y tomando en cuenta la realización de futuras investigaciones, sería recomendable ampliar el área de estudio desde Bahía Magdalena hasta Cabo San Lucas, lo cual permitiría examinar las interacciones existentes entre los calamares que habitan en la boca del Golfo de California y los que se distribuyen en la porción sur de la costa occidental de la Península de Baja California.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución forma parte del Programa de Investigación sobre Cefalópodos del CIBNOR el cual recibió financiamiento del CONACYT a través de los proyectos APOY-COMP-2006-66863 y CB-2006-1-61841. Todos los coautores de este capítulo fueron becarios CONACYT, a quien se agradece el apoyo otorgado. Se agradece a A Parra Méndez, A Iris Maldonado, R Ramírez Rojo y F Flores Cardenas la captura de calamar gigante durante los cruceros IMECOCAL. Agradecemos muy en especial a la tripulación del B/O Francisco de Ulloa por todo el apoyo brindado durante la captura de los calamares y el desarrollo de los cruceros de investigación.

REFERENCIAS

- Ahlstrom EH. 1968. An evaluation of the fishery resources available to the California fishermen. En: Gilbert D (ed.), The future of the Fishing Industry of the United States. Univ. Wash. Publ. Fish. 4: 65–80.
- Aguilar-Castro NA, Galván-Magaña F. 2003. Ecología trófica de juveniles del tiburón martillo *Sphyrna lewini* (Griffith y Smith 1834) en el Golfo de California. Resúmenes. 1er Foro de Intercambio Científico sobre Tiburones y Rayas. Biología, Ecología y Pesquerías. Guaymas (Sonora, México).
- Bakun A, Csirke J. 1998. Environmental processes and recruitment variability. En: Rodhouse PG, Dawe EG, O'Dor RK (eds.), Squid recruitment dynamics. The genus *Illex* as a model. The commercial *Illex* species. Influences on variability. FAO Fish. Tech. Pap. 376: 105–124.
- Bazzino G. 2008. Estructura poblacional, movimientos horizontales y migraciones verticales del calamar gigante (*Dosidicus gigas*) en el Golfo de California y en el Océano Pacífico frente a la Península de Baja California. Tesis de doctorado. CIBNOR. La Paz,

- BCS, México. 127 pp. (disponible en <http://cybertesis.cibnor.mx:8080/sdx/cibnor/rsimple.xsp?q=Bazzino&base=documents>).
- Bazzino G, Quiñones RA, Norbis W. 2005. Environmental associations of the shortfin squid, *Illex argentinus*, in the Southwest Atlantic Ocean. *Fish. Res.* 76: 401–416.
- Bazzino G, Salinas-Zavala CA, Markaida U. 2007. Variabilidad en la estructura poblacional del calamar gigante (*Dosidicus gigas*) en Santa Rosalía, región central del Golfo de California. *Cienc. Mar.* 33: 173–186.
- Bazzino G, Gilly WF, Markaida U, Salinas-Zavala CA, Ramos-Castillejos J. 2010. Horizontal movements, vertical-habitat utilization and diet of the jumbo squid (*Dosidicus gigas*) in the Pacific Ocean off Baja California Sur, Mexico. *Progr. Oceanogr.* 86: 59–71.
- Coleman LR, Nafpaktitis BG. 1972. *Dorsadena yaquinae*, a new genus and species of Myctophid fish from the eastern North Pacific Ocean. *Contrib. Sci.* 225: 1–11.
- Davis RW, Jaquet N, Gendron D, Markaida U, Bazzino G, Gilly W. 2007. Diving behavior of sperm whales in relation to behavior of a major prey species, the jumbo squid, in the Gulf of California, Mexico. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 333: 291–302.
- Ehrhardt NM, Jacquemin PS, García BF, González DG, López BJM, Ortiz CJ, Solís NA. 1983. On the fishery and biology of the giant squid *Dosidicus gigas* in the Gulf of California, Mexico. En: Caddy JF (ed.), *Advances in Assessment of World Cephalopod Resources*. FAO Fish. Tech. Pap. 231: 306–340.
- Ehrhardt NM, Solís A, Jacquemin P, Ortiz J, Ulloa P, Gonzáles G, García F. 1986. Análisis de la biología y condiciones del stock del calamar gigante *Dosidicus gigas* en el Golfo de California, México, durante 1980. *Cienc. Pesq.* 5: 63–76.
- Gilly WF. 2005. Spreading and stranding of jumbo squid. *Ecosystems Observations for the Monterrey Bay National Marine Sanctuary 2005*: 20–22 (available online at <http://www.montereybay.noaa.gov/reports/2005/eco/harvestedsp.html>).
- Gilly WF, Markaida U, Baxter CH, Block BA, Boustany A, Zeidberg L, Reisenbichler K, Robison B, Bazzino G, Salinas C. 2006. Vertical and horizontal migrations by jumbo squid, *Dosidicus gigas*, revealed by electronic tagging. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 324: 1–17.
- Gómez-Gutiérrez J, Sánchez-Ortiz CA. 1995. Centros de eclosión y deriva larval y poslarval de la langostilla *P. planipes* (Crustacea: Galatheididae), en la costa occidental de Baja California Sur. En: Aureoles-Gamboa D, Balart EF (eds.), *La langostilla: Biología, Ecología y Aprovechamiento*. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, SC. México. Pp. 35–58.
- Hernández-Herrera A, Morales-Bojórquez E, Cisneros-Mata MA, Nevárez-Martínez M, Rivera I. 1998. Management strategy for the giant squid (*Dosidicus gigas*) from Gulf of California, Mexico. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 39: 212–218.

- Ichii T, Mahapatra K, Watanabe T, Yatsu A, Inagake D, Okada Y. 2002. Occurrence of jumbo flying squid *Dosidicus gigas* aggregations associated with the countercurrent ridge off the Costa Rica Dome during 1997 El Niño and 1999 La Niña. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 231: 151–166.
- Klett A. 1982. Jumbo squid fishery in the Gulf of California, Mexico. En: *Proceedings of the International Squid Symposium, August 9–12 1981, New-England Fisheries Development Found. Boston, Massachusetts.* Pp. 81–100.
- Klett-Traulsen A. 1996. Pesquería del calamar gigante. En: Casas-Valdez M, Ponce-Díaz G (eds.), *Estudio del Potencial Pesquero y Acuícola de Baja California Sur.* Pp. 127–149.
- Lluch-Belda D. 2000. Centros de actividad biológica en la costa occidental de Baja California. En: Lluch-Belda D, Elourduy-Garay J, Lluch-Cota SE, Ponce-Díaz G (eds.), *BAC Centros de Actividad Biológica del Pacífico Mexicano. CIBNOR, La Paz, BCS, México.* Pp. 49–64.
- Markaida U. 2006. Food and feeding of jumbo squid *Dosidicus gigas* in the Gulf of California and adjacent waters alter the 1997–98 El Niño event. *Fish. Res.* 79: 16–27.
- Markaida U, Sosa-Nishizaki O. 2001. Reproductive biology of jumbo squid *Dosidicus gigas* in the Gulf of California, 1995–1997. *Fish. Res.* 54: 63–82.
- Markaida U, Sosa-Nishizaki O. 2003. Food and feeding habits of jumbo squid *Dosidicus gigas* (Cephalopoda: Ommastrephidae) from the Gulf of California, Mexico. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 83: 507–522.
- Markaida U, Quiñónez-Velázquez C, Sosa-Nishizaki O. 2004. Age, growth and maturation of jumbo squid *Dosidicus gigas* (Cephalopoda: Ommastrephidae) from the Gulf of California, Mexico. *Fish. Res.* 66: 31–47.
- Markaida U, Rosenthal JJC, Gilly WF. 2005. Tagging studies on the jumbo squid, *Dosidicus gigas*, in the Gulf of California, Mexico. *Fish. Bull.* 103: 219–226.
- Markaida U, Rosas R, Salinas C, Gilly W. 2007. Trophic ecology of jumbo squid *Dosidicus gigas* in the Gulf of California and adjacent waters. En: Olson RJ, Young JW (eds.), *The role of squid in open ocean ecosystems. Report of a GLOBEC-CLIOTOP/PFRP workshop, 16–17 November 2006, Honolulu, Hawaii, USA.* GLOBEC Rep. 24: 53–54.
- Morales-Bojórquez E, Cisneros-Mata MA, Nevárez-Martínez MO, Hernández-Herrera A. 2001. Review of stock assessment and fishery biology of *Dosidicus gigas* in the Gulf of California, Mexico. *Fish. Res.* 54: 83–94.
- Nesis KN. 1983. *Dosidicus gigas*. En: Boyle PR (ed.), *Cephalopod Life Cycles. Vol. I, Species Accounts.* Academic Press. London. 475 pp.
- Nigmatullin ChM, Nesis KN, Arkhipkin AI. 2001. Biology of the jumbo squid *Dosidicus gigas* (Cephalopoda: Ommastrephidae). *Fish. Res.* 54: 9–19.
- Roper CFE, Sweeney MJ, Nauen CE. 1984. *FAO Species Catalogue Vol. 3 Cephalopods of the World.* FAO Fisheries Synopsis No. 125, 3: 181–183.

- Rosas-Aloya J, Hernández-Herrera A, Galván-Magaña F, Abitia-Cárdenas L, Muhlia-Melo A. 2002. Diet composition of sailfish (*Istiophorus platypterus*) from the southern Gulf of California, Mexico. *Fish. Res.* 57: 185–195.
- Rosas-Luis R. 2007. Descripción de la alimentación del calamar gigante *Dosidicus gigas* D. Orbigny, 1835 en la costa occidental de la Península de Baja California. Tesis de Maestría CIBNOR. La Paz, Baja California Sur, México. 84pp.
- Salinas-Zavala CA, Manzano-Sarabia MM. 2007. Relationship between jumbo squid population expansion northward & climate variability. Abstract S-3 p. 14. CalCOFI Annual Conference, Hubbs-Sea World Research Institute, San Diego, 26–28 Nov, 2007. 67 pp.
- Sánchez P. 2003. Cephalopods from off the pacific coast of Mexico: biological aspects of the most abundant species. *Sci. Mar.* 67: 81–90.
- Sato T. 1976. Results of exploratory fishing for *Dosidicus gigas* (D'Orbigny) off California and Mexico. *FAO Fish. Rep.* 170, Suppl. 1: 61–67.
- Schetinnikov AS. 1989. Food spectrum of the squid *Dosidicus gigas* (Oegopsida) in the ontogenesis. *Zool. Zh.* 68: 28–39.
- Zeidberg LD, Robison BH. 2007. Invasive range expansion by the Humboldt squid, *Dosidicus gigas*, in the eastern North Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 104: 12948–12950.

Índice analítico

Símbolos

- 19'-butanoiloxifucoxantina (BF) 266
- 19'-hexanoiloxifucoxantina (HF) 266
- 19'-hexanoloxifucoxantina (Hex) 295

A

- absorción del CO₂ 182
 - antropogénico 183
- absorción
 - del fitoplancton 293, 298
 - por seston 337
- abundancia
 - de células 244
 - de zooplancton 119
 - larval 401
 - total de zooplancton 93
- acidificación del océano 183, 198
- ácido ortosilícico 233
- ácido silícico 258
- adelgazamiento del núcleo de la CC 36
- advección
 - de aguas de origen tropical 52
 - de calor 160
 - de la CC 211
 - de masas de agua 193
 - geostrófica 156
 - vertical 327
- AESs 34
- afinidad biogeográfica 464
 - subártica-transicional 437
 - subtropical y tropical 428
 - templada 434, 461
 - templada y transicional 403
 - tropical 461
 - tropical, subtropical y transicional 403
- afloramientos costeros 36
- afloramientos de agua subsuperficial 35
- agua Central 455
- Agua del Pacífico Central 448
 - del Subártico 185
 - Ecuatorial 90, 403, 455
 - Ecuatorial del Pacífico 416
 - Ecuatorial Subsuperficial (AESs) 27
 - Ecuatorial Subsuperficial y Agua Subtropical Superficial 157
 - Intermedia del Pacífico (AIP) 27
- aguas costeras de Baja California 199
 - del Subártico (ASA) 44

- de origen ecuatorial (AESs) 41
 - menos salinas en la región del SCC 52
 - oligotróficas 302
 - subsuperficiales 192
 - Agua Subártica 115, 218, 283, 455, 457, 464
 - (2003-2006) 60
 - Agua Subtropical 193
 - subsuperficial (StSW) 283
 - Superficial (AStS) 27
 - Agua Superficial
 - Subtropical 416
 - Tropical 416
 - Agua Transicional 185, 283, 415
 - Subtropical Superficial 457, 463
 - Agua Tropical Superficial 27, 44
 - ajuste armónico 133
 - de temperatura 31
 - ajuste regional de PBopt 360
 - aloxantina (Alo) 267, 297
 - alta productividad 144
 - altas concentraciones de clorofila-*a* 216
 - alto contenido de CO₂ 177
 - alturas dinámicas 369
 - análisis armónico 138
 - análisis
 - de conglomerados 94
 - de mínimos cuadrados 354
 - de pH 183
 - de regresión lineal 94
 - de series de tiempo 64
 - de similitud 424
 - de varianza factorial 93
 - análisis factorial 270
 - análisis multivariado 121
 - análisis trifactorial de varianza 95
 - anchoveta 415
 - norteña 49
 - anfípodos 104
 - hipéridos 119
 - anomalía
 - del nivel del mar 144
 - anomalía geopotencial 40
 - anomalías
 - climáticas 78
 - de densidad y de geopotencial 30
 - de densidad 32
 - de temperatura y salinidad 50
 - ANOVA 94
 - anticiclón atmosférico 34
 - anticiclónico 135, 220
 - apendicularias 104
 - aporte de nutrientes 211
 - aragonita 199
 - área IMECOCAL 77, 444
 - armónico anual 138
 - arrastres oblicuos 400
 - ASA 32
 - asociaciones de larvas de peces 415
 - asociación faunal 49
 - AStS 32
 - ATS 32
 - autocorrelación vectorial con desfase (deco-
relación) 139
 - autonalizador SKALAR 212
 - AVHRR (*Advanced Very High Resolution
Radiometer*) 323, 354
 - AVISO 144
- B**
- Bahía Asunción 309, 312, 313, 389, 456, 460
 - Bahía de Los Ángeles 383
 - Bahía Magdalena 259, 295, 369, 326, 177, 415, 472, 480, 482, 483
 - Bahía San Hipólito 389
 - Bahía San Quintín 259, 78, 267
 - Bahía Sebastián Vizcaíno 444, 448
 - Bahía Tortugas 389
 - Bahía Vizcaíno 143, 52, 211, 461
 - Baja California 62, 77, 94, 95, 115, 118, 120, 436, 443, 444, 448
 - Baja California 329
 - Baja California Sur 91, 444, 472

- balance de calor 156
- balances biogeoquímicos 49
- balance total del calor 156
- bario 233
- Benthoosema panamense* 428
- biomasa 192
 - de fitoplancton 61, 306
 - de la población 244
 - del fitoplancton (clorofila-*a*) 80
 - del fitoplancton (clorofila-*a*) integrada en la columna de agua 79
 - del macrozooplancton 78
 - del zooplancton 90, 93, 444
 - fitoplanctónica 258
 - fitoplanctónica (Cl-*a*) 338
 - integrada del fitoplancton 325
 - de fitoplancton 189
 - y producción del fitoplancton 61
- biovolumen 244
 - por células 244
- bomba biológica 228
 - del océano 199
- bombeo de Ekman 36
- bombeo de nutrientes 235
- Bongo 456
- botellas Niskin 62
- butanoloxifucoxantina (But) 297

- C**
- Cabo San Lucas 415, 416, 483
- calamares 464
 - en México 461
 - marcados 480
- calamar gigante (*Dosidicus gigas*) 470, 471, 472, 473, 474, 481
- Calanus pacificus* 121
- CALCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) 25, 39, 43, 46, 48, 89, 90
- cálculos geostróficos 53
- California 89, 470
- calor específico del agua de mar 153
- cambios climáticos de escala global 52, 408
- campo
 - de corrientes geostróficas 153
 - del viento 177
 - de masa 153, 205
 - de viento 142
 - medio de clorofila-*a* (CLA) 77
- canibalismo 482
- capa de mezcla 216
- captura
 - de CO₂ atmosférico 49
 - de langosta 383
 - de calamar 480
- características oligotróficas 275
- carbono 198
 - asimilado por el fitoplancton 63
 - inorgánico 61
 - orgánico 61, 286
 - orgánico en sedimentos 205
 - orgánico particulado 199
- carotenoides 300
- CC 28, 267
- CCC 28, 235, 345
 - frente a Baja California 46
- cefalópodos 104, 474, 480
 - en México 455
- Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAP) 131, 135
- Centro de Baja Presión Aleutiano 131
- centros de actividad biológica 480
- centros de eclosión 368
- Chaetoceros 279
- CHEMTAX 265
- ChlaT 267, 174
- cianobacterias 265
- cianofitas 344
- ciclo
 - del carbono 233
 - del ENOS 1997–1999 107
 - de vida de la langosta 383
 - de vida de la langosta roja 373
 - El Niño-La Niña 81

- ENOS 94
- ENOS 1997–1999 91, 297
- global del carbono 228, 90
- ciclónico 136
- ciclos El Niño-La Niña 211, 213, 294, 312
- circulación
 - atmosférica del Pacífico Norte 216
 - bi-ciclónica 49
 - ciclónica 39, 191
 - ciclónica de pequeña escala 45
 - estacional 44
 - geostrófica superficial 48
 - monzónica del Golfo de California 135
 - oceánica profunda (CCC) 50
 - profunda 53
 - subsuperficial 49
 - subsuperficial ciclónica 48
 - superficial 191
- Cla-*a* superficial 344
- ClaT 294, 274, 280
- Clausocalanus* spp 121
- climatología oceanográfica 243
- clorofila 64, 267, 300
- clorofila-*a* 59, 265, 295
 - del fitoplancton 62
 - del fitoplancton marino 61
 - integrada 80
 - integrada en la columna de agua 78
 - superficial 213
 - total (ChlaT) 265
- clorofila-*b* (Chla b + DVChl b) 267
 - total (CblT) 297
- clorofila c3 295
- clorofitas 274
- CO₂ antropogénico 199
 - atmosférico 167
 - en la atmósfera 198
 - hacia la atmósfera 178
 - inorgánico 199
- cocolitofóridos 273
- coeficiente de absorción 307
 - de luz 312
 - de luz por el fitoplancton 302, 389
 - específico del fitoplancton 294, 386
- coeficiente
 - de arrastre 132
 - de atenuación medio 352
 - de atenuación vertical de luz difusa 323
 - de atenuación vertical de luz difusa [Kd(PAR)] 336
 - de correlación 99
 - de transferencia del gas 200
 - específico de absorción de luz 335
 - específico de absorción de luz del fitoplancton 307, 335
 - específicos de absorción por partículas 337
- cohorte 368, 375
- Colima 428
- color del océano 61
- componente meridional 138
- componente zonal 138
- composición
 - de las larvas de peces 415
 - de pigmentos 293
 - específica de la comunidad 302
 - específica de la comunidad del fitoplancton 303
 - taxonómica 247
 - taxonómica de fitoplancton 315
- comunidad
 - de cefalópodos 459
 - de fitoplancton 270
 - de larvas 408
 - de larvas de peces 408
 - del zooplancton 115
 - de peces 414
 - fitoplanctónica 264
 - ictioplanctónica 428
- concentración de Cla-*a* 64, 78, 340
- concentraciones superficiales
 - de NO₃ 213
 - de PO₄ 216
 - de clorofila 320

- condiciones mesotróficas del fitoplancton 79
- conectividad 448
- consumo del fitoplancton 205
- contador de centelleo 323
- líquido 63
- contornos
- de altura dinámica 48
- de anomalía de geopotencial 41
- contracorriente 193
- costera 45, 307, 375, 444
- costera superficial 28
- subsuperficial 27
- superficial 36
- Contracorriente de California (CCC) 27
- copépodos 90, 474
- Calanus pacificus* 112
- Clausocalanus* 112
- Nannocalanus minor* 112
- Subeucalanus subtenuis* 112
- Nannocalanus minor* 112
- Pleuromamma borealis*
- C. pacificus* 112
- correlación de Pearson (r) 270
- correlación de Spearman 354
- correlación vectorial 132
- Corriente de California 27, 45, 480
- corriente hacia el polo 44
- Corriente Mexicana Occidental 416
- corrientes
- frente a la Península de Baja California 53
- geostróficas 25
- hacia el ecuador 39
- medias de primavera 46
- subsuperficiales 48
- Corriente Subsuperficial de California 258
- corriente superficial con dirección al polo 45
- corrientímetros acústicos (ADCP) 36
- costa de la Península de Baja California 201
- costa occidental de Baja California 115
- costas de Baja California 120, 131
- costas de Canadá 78
- crecimiento del fitoplancton 81
- criptofitas 267
- cromatografía líquida de alta resolución (HPLC) 294
- cromatografía líquida de alto desempeño (HPLC) 265
- crucero IMECOCAL 32, 460, 472, 474
- cruceros de CALCOFI 95
- cruceros IMECOCAL (1997–2007) 95
- crustáceos 474
- CTD 293, 472
- ctenóforos 100
- Cubiceps pauciradiatus* 428
- Cuenca del Sur de California 90
- Cuenca San Lázaro 279
- Cuenca Santa Bárbara 283
- CUFES 368
- curva de acumulación de especies 438
- curva de Coleman 438
- curvas de dominancia 436
- curvas de dominancia k 438
- D**
- debilitamiento de los vientos 160
- decápodos 104, 366
- densidad
- del agua 152
- del aire 132
- óptica 337
- deposición del ópalo biogénico 229
- desarrollo larval 367
- desarrollo larvario de la langosta roja 392
- desove 367
- de la langosta 375, 375
- determinación potenciométrica del pH 184
- diagramas de circulación geostrófica 32
- diagramas T-S 44, 53, 416, 423, 427
- diatomeas 229
- bentónicas 285
- de agua cálida 285

- nanoplanctónicas 274
 - planctónicas 285
 - dinámica
 - costera 61
 - de Ekman 157
 - de las larvas 393
 - dinoflagelados 243
 - Diogenichthys laternatus* 402, 423, 436
 - dióxido de carbono 63, 306
 - Diplophos proximus* 428
 - dirección dominante del viento 133
 - disco de Secchi 77
 - disolución de carbonatos 190
 - dispersión de larvas de filosoma 367
 - distribución estacional de clorofila-*a in situ* 45
 - diversidad
 - de especies 436
 - de larvas 444
 - de larvas de peces 415, 435, 443, 448
 - divinil clorofila *a* 266, 294
 - doliólidos 100
 - dominio del agua subártica 53
- E**
- eclosión de las larvas 367
 - ecosistema de la Corriente de California 115
 - ecosistema pelágico 48, 50, 52, 398
 - de la región IMECCAL 62
 - ecosistemas de borde oriental 89
 - ecuación de estado 30
 - ecuación de Lamber Beer 352
 - ecuación de Wanninkhof 200
 - efecto invernadero 167
 - efecto paquete 43, 44, 112, 298, 342
 - eje de máxima varianza 133
 - El Conejo 423
 - El Niño 78, 167, 435, 437, 438, 444, 448, 449, 472
 - 1982-1983 91
 - 1986-1987 52, 60, 91
 - 1997-1998 91
 - 1997-1998 49, 91, 368, 435, 444, 459, 463
 - 2002-2003 119
 - 2007 (inicios de) 52
 - 2006-2007 50
 - moderado en 2003 82
 - Oscilación del Sur (ENOS) 90, 243, 279, 360, 455, 463
 - El Niño-La Niña 61, 82, 258
 - 1997-1999 82, 374
 - Engraulis mordax* 402, 90, 368, 369
 - Ensenada 186, 192, 456, 460
 - Ensenada-San Quintín 312
 - entrada al Golfo de California 135, 137
 - época de surgencias 49
 - error medio 212
 - escala "agua de mar" (HAM) 184
 - esfuerzo del viento 132, 143
 - esparcimiento de la luz 307
 - especie mesopelágica 437
 - especies
 - de afinidad subártica-transicional 270, 437, 443
 - de afinidad templada 90, 449
 - de afinidad tropical 434
 - de afinidad tropical-subtropical 438
 - de aguas cálidas 402
 - de aguas frías 402
 - de aguas tropicales 403
 - de calamar 455
 - demersales 437
 - mesopelágicas 403
 - mesopelágicas de afinidad tropical-subtropical 436
 - pelágico-costeras 437
 - tropicales 407
 - específico de absorción de luz por el fitoplancton 337
 - espectros de absorción 293
 - de partículas 337
 - por el fitoplancton 312
 - espectro trófico 474

estaciones IMECOCAL 389
 estomatópodos 104, 328
 estratificación 191
 vertical 160
 estructuras
 ciclónicas-anticiclónicas 43, 45
 de circulación ciclónica 44
 de mesoescala 34
 superficiales ciclónicas-anticiclónicas 48
 estructura taxonómica 273
 estructura termohalina 53
 etapa isotópica 235
 etapas isotópicas marinas 231
 eucariotas 267
 eufáusidos 90, 112
 Nyctiphanes simplex
 Thysanoessa spinifera 118
Euphausia eximia 107
Euphausia gibboides 107
Euphausia pacifica 107
 eutrófica 77
 evaporación 157
 evaporación neta anual 151
 evento débil El Niño 2002-2003 92
 eventos
 de escala interanual 45
 de surgencia 187
 de variabilidad interanual 52
 Santa Ana 135
 exceso de evaporación 153
 exportación del exceso de CO₂ 177
 exportador de CO₂ 178

F

factor de conversión de biovolumen a carbono 244
 factor β 337
 fechados radiométricos 231
 ficobiliproteínas 300
 fijación de CO₂ 234
 filosomas 279, 280, 283, 368, 386
 de langosta roja 368

fitogeografía regional 243
 fitoplancton 61, 131
 silíceo 279, 175, 177, 279
 flagelados pequeños 327
 florecimiento de fitoplancton 118, 190, 229
 fluctuaciones glacial-interglacial 228
 flujo
 de CO₂ 167, 170
 de la CC 119
 de la Corriente de California 77, 174, 221, 444, 448
 de ópalo biogénico 234
 de partículas biogénicas 229
 dominante de la CC 81
 en la capa superior 156
 estacional de la CC 78
 hacia el ecuador 36, 448
 hacia el polo 34, 175, 177, 448
 hacia el polo de la CCC 44
 horizontal de calor 156
 horizontal del calor 156
 neto de agua 151
 neto de calor 156
 vertical de las partículas 278
 vertical del fitoplancton silíceo 279
 flujo costero
 hacia el polo 49
 hacia el polo (contracorriente superficial) 43
 subsuperficial de la CCC 46
 flujo de agua 160
 cálida hacia el polo 444
 flujo de calor 150
 del océano 157
 horizontal 156
 flujos
 angostos 36
 costeros hacia el ecuador 44
 de agua 160
 de agua subártica 151
 de carbono 199

- de CO₂ aire-agua 200
- de CO₂ atmósfera-océano 199
- de diatomeas 283
- diarios por especie 280
- estacionales de sal y calor 151
- hacia el polo 48
- subsuperficiales hacia el polo 44
- superficiales hacia el polo 40, 53
- forzamientos de escala estacional 48
- fosfatos 212
- fotoaclimatación 293
 - de las células fitoplanctónicas 329
- fotosíntesis 79
 - por diatomeas 234
- fotosíntesis-irradiancia 329
- fracción del ópalo biogénico 233
- Frente Ensenada 64
- frústulas de diatomeas 229
- fucoxantina 266, 297
- fuelle de CO₂ 199
 - a la atmósfera 206
- fuelle temporal de CO₂ 177
- fugacidad del gas 175
- funciones empíricas ortogonales (FEOs) 142

G

- ganancia
 - de calor 159, 160, 192
 - de calor por advección 159
 - neta de calor 150
- giro
 - del Pacífico Norte 92
 - del sur de California 46
 - subtropical 90
 - subtropical del Pacífico Norte 234
- giro anticiclónico 43, 48, 186, 373
 - del Pacífico Norte 135
- giro ciclónico
 - del norte 43
 - del sur 43
 - del sur de California 155

- superficial del sur de California 43
- Golfo de Alaska 470
- Golfo de California 142, 369, 456, 471, 472, 482, 483
- Golfo de Ulloa 29
- gradiente espacial de altura dinámica 43
- gradientes
 - de presión meridional 46
 - horizontales de altura dinámica 40
- grupos
 - del holozooplankton 118
 - del zooplankton (copépodos, eufáusidos y salpas) 93, 115
 - funcionales 118
 - del zooplankton 92, 104
 - pastoreadores 115
 - taxonómicos 267
 - taxonómicos del fitoplancton 244
- Guaymas, Sonora 472
- Guinardia 286

H

- haptofitas 267, 270, 271, 273
- herbívoros gelatinosos 288
- heterópodos 104
- hexanolixifucoxantina (Hex) 297
- Holoceno 231
- hundimiento de la nutriclina 214

I

- ictioplancton 104, 115, 400, 415, 416, 428, 436
- imágenes
 - de color del océano (radiometría del color del océano) 64, 283, 351
 - de satélite de clorofila 188
 - de satélite en la banda del visible 138
- IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) 25, 387, 398, 400, 415
- incorporación del carbono inorgánico por el fitoplancton 77

incubación *in situ* 63
índice
 costero de surgencia 81
 de diversidad de Shannon-Wiener 436
 de nicho 309
 de nicho ecológico 247, 114
 de similitud de Bray-Curtis 94, 416
 de tamaño 297
 de surgencia 81
inestabilidades baroclínicas 34
intercambio
 de calor 160
 de gases 177
interfase
 atmósfera-oceano 350
 océano-atmósfera 157
interglaciares 234
intrusión
 de agua subártica 92
 subártica anómala 119
 subártica en 2002 92
invasión
 de agua subártica 92, 337, 351
 de agua subártica en 2002 107
Investigaciones Mexicanas de la Corriente
 de California (IMECOCAL) 28, 212,
 340, 455
irradiancia 321, 383, 393
 de crecimiento 327, 367
 superficial 336
Isla Cedros 368, 369
Isla de Cedros 77
Isla de Todos Santos 132
Isla Guadalupe 40
Isla Margarita 383
Isla Tiburón 383
isopícnas 186

J
Jalisco 428
juveniles 392

K

Kruskal-Wallis 324, 337

L

langosta 383
 azul 383
 roja (*Panulirus interruptus*) 367, 216,
 382, 386, 389, 392, 393
 verde 383
langostas espinosas 366
langostilla *Pleuroncodes planipes* 474, 481
La Niña 78, 175
La Niña 1998-1999 112
La Niña 1999 81, 409
La Niña 1999-2000 60, 400, 437
La Niña 1999-2001 460
La Niña 2007 (finales de) 52
La Niña 2007-2008 50
La Niña (entre 1998 y 2002) 50
La Niña (entre 1998 y finales del 2002) 50
larvales 408
larvas planctónicas 367
 de equinodermos 115
 de especies mesopelágicas 408
 de eufáusidos 99
 de langosta 384
 de langosta (filosomas y puerulos) 385
 de langosta roja 393
 de peces 400
 de peces de aguas cálidas 409
 de peces de aguas frías 408
 de pelágico-costeros 402
 de poliquetos 104
 filosomas 368
Leachia pacífica 461
Leptocylindrus 286
ley de Lambert-Beer 336
Lingulodinium polyedra (Stein) Dodge 258
longitud dorsal del manto 472
Los Inocentes Buenavista 423

M

Magdalena 233, 235
Mann-Whitney 369
mapas de altura dinámica 46
mapas (dinámicos) estacionales 49
marcado satelital 473, 474, 480, 482
Margen de California 233
Margen de Magdalena 230
Margen de Mazatlán 234
márgenes de Mazatlán y California 229
masa de agua 95, 471, 464
 ecuatorial 90
 Subártica 27, 461
materia orgánica disuelta 293
máximo de biomasa 144
máximo del esfuerzo del viento 36, 143
máximo gradiente zonal ocurre en verano 40
máximo profundo de clorofila *a* 294
máximo relativo de salinidad 144
máximos de biomasa fitoplanctónica 338
máximos valores de decorrelación 139
máximo tiempo de decorrelación 174
mayor velocidad del viento 41
Mazatlán 231
meandros
 anticiclónicos 40
 ciclónicos 144
media del esfuerzo del viento 31
medias climatológicas
 de altura dinámica 50
 climatológicas de temperatura 49
 climatológicas estacionales 200
mediciones de CO₂ 199
mediciones superficiales de pCO₂ 104
medusas 77, 297
Merluccius productus 428
merluza del Pacífico 62
mesotrófica 212
método
 colorimétrico 28

 de asimilación 280
 fluorimétrico 32
microdiatomeas 247
microplancton 274
mictófidios 474
Mictriphum nitidulum 474
mínimo de salinidad 90
mínimo relativo de salinidad 94
modelo de productividad vertical generalizado 351
modelo VGP 360
 a escala regional 359
moluscos 474
 pelágicos 177

N

Nannocalanus minor 121
nanodiatomeas 247, 313
nanoflagelados 279, 258
nano-microdiatomeas 258, 297
nano-microfitoplancton 309
nanoplancton 297, 212
National Bureau of Standards (pHNBS) 184
nauplosoma 392
neoxantina (Neo) 267
nitratos 211
nitratos+nitritos NO₃+NO₂ 212
nitratos NO₃ 212
nivel de referencia 48
NO₃ 211
norte 48
Notoscopelus lendosus 474
núcleo de alta diversidad 448
núcleo de gravedad 230
núcleo de la CC 32, 315
núcleo de la CCC 41
núcleos sedimentarios 230
número de Schmidt 201
nutriclina 77, 435
nutrientes 78, 306
nutrientes inorgánicos 210
 disueltos 221

nutrientes y metales traza 328

Nyctiphanes simplex 121

O

Océano Atlántico 229

Océano Pacífico 213, 229, 471, 472, 482

Oriental 471

ocurrencia de salpas 99

oligotrófica 77, 190, 243, 231

omastrefidos 460, 471

Dosidicus gigas 455

Ommastrephidae 457

ondas Kelvin 435

ópalo biogénico 229

sedimentario 229

organismos gelatinosos 99

en el zooplancton 99

ortofosfatos 211

Oscilación Decenal del Pacífico 216

oxígeno 474

de la columna de agua 118

disuelto 218

P

Pacífico 403

central 92

Ecuatorial 229

Mexicano 235, 455, 480

Nororiental 234, 435

Norte 92, 273

Oriental 481, 482

Tropical Oriental 90, 403

Panulirus 366

Panulirus interruptus 367, 184

paralarvas 455, 460, 457

de calamar 457, 461

de cefalópodos 455, 457, 63

planctónicas 455

parámetro

de Coriolis 152

de saturación Ek 323

fotosintético 351

fotosintético PB_{opt} 361

fisiológicos 359

fotosintéticos 321, 328

partículas detríticas orgánicas y minerales 293

patrón de circulación

estacional 41

subsuperficial 48, 49

superficial 40

patrón subsuperficial 53

pCO₂ 172

atmosférica 170, 172, 258

en aguas superficiales 199, 204

in situ 202

peces

de aguas frías 408

mictófidios 482

pelágico costeros 403

pelagofitas 267, 270, 273

Península de Baja California 61, 192, 138,

139, 142, 144, 472, 480, 481, 483

percepción remota del océano 49

pérdida de calor 159

por advección 159

perfiles verticales

de oxígeno 480

verticales de PO₄ 219

peridinina 297, 300

periodo glaciario 228, 234

persistencia 132

pesca del calamar 472

Pescadero 416, 293

pez mesopelágico *Vinciguerria luetica* 481

pH 64, 302

en equilibrio 184

en la columna de agua 191

en las aguas superficiales 193

en la superficie 192

picoplancton 244, 215

pigmentos

accesorios 300

carotenoides 315

- del fitoplancton 295
 - fotoprotectores 300, 345
 - fotosintéticos 265, 300
 - Pleoramamma borealis* 121
 - PO₄ 211
 - poliquetos pelágicos 104
 - postlarva 367
 - PP integrada 352
 - prasinofitas 267
 - prasinoxantina (Pra) 267
 - precipitación 157, 324
 - preservación de carbonatos 229
 - preservación de ópalo biogénico 229
 - presión parcial de CO₂ (pCO₂) 199
 - primera profundidad óptica 80
 - primer modo de variabilidad de CLA 62
 - primnesiofitas 295, 286
 - principales pastoreadores 115
 - procariotas 267
 - procesos biológicos en el pH 189
 - procesos de escalas estacionales 82
 - Prochlorococcus* 265
 - proclorofitas 344
 - producción
 - del fitoplancton 79
 - de ópalo biogénico 235
 - de sílice 229
 - diaria 82
 - en la zona eufótica 279
 - exportada 233
 - in situ* del fitoplancton 61
 - primaria 63, 143
 - primaria *in situ* 79, 280
 - primaria integrada diaria 285
 - primaria integrada en la zona eufótica 63
 - regenerada 286
 - productividad 143
 - biológica 435
 - del plancton 90
 - del zooplancton 119
 - exportada 236
 - primaria 183, 481
 - secundaria 118
 - profundidad
 - de la capa de mezcla 356
 - de la zona eufótica 27, 351
 - media de la zona eufótica 323
 - programa CaLCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) 77, 118, 212, 367
 - programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) 118, 91, 472
 - programa PRIMER 94
 - promedios climatológicos 200
 - de PP_{eu} 360
 - propiedades bio-ópticas 293
 - propiedades ópticas de las partículas 293
 - propiedades ópticas del fitoplancton 334
 - provincia biogeográfica 448
 - prueba de Kruskal-Wallis 104
 - prueba de Tukey 93
 - Pseudo-nitzschia 279
 - pterópodos 104, 461
 - puerulo 367, 383, 392
 - Punta Abreojos 46
 - Punta Baja 145, 474, 480
 - Punta Banda 215
 - Punta Canoas 389
 - Punta Colonet 369
 - Punta Concepción 25
 - Punta Eugenia 144, 474, 480
- Q**
- quetognatos 90, 91, 104, 119, 121
 - quistes
 - de diatomeas 295
 - de dinoflagelados 295, 297, 300
- R**
- radiación
 - fotosintéticamente activa 354, 292
 - fotosintéticamente disponible 321
 - radiactivo del 14C 63

raíz cuadrática media (rcm) 31
 rangos de Kruskal-Wallis 94
 razón de asimilación del carbono 352
 por unidad de biomasa (PB) 79
 razón de Redfield 211
 reclutamiento de larvas 45, 393
 red Bongo 92, 371, 368
 red de estaciones IMECOCAL 375, 474
 red de monitoreo IMECOCAL 80
 región
 central de Baja California 118
 central de California 214
 de CalCOFI 259
 del sur de California 157
 ecuatorial del Pacífico oriental 234
 norte de IMECOCAL 49
 oligotrófica 80
 regiones
 de Baja California 95
 fitogeográficas 307
 tróficas 81
 tróficas del ecosistema pelágico 81
 región eutrófica 81
 frente al norte de Baja California 119
 frente al sur de California 153
 IMECOCAL 44, 131, 132, 205, 247,
 256, 314, 474, 480
 registro sedimentario 234, 279
 relación fotosíntesis-irradiancia 359
 remolino
 ciclónico 119, 219
 anticiclónicos 222
 de mesoescala 302
 respiración 175
 resuspensión 293
 riqueza de especies de copépodos 119
 riqueza específica 243
 rotacional
 del esfuerzo del viento 34
 del viento 137
 positivo del viento 46
 rotor del esfuerzo del viento 52

S

salinidad 177
 reducida entre 2002 y 2006 52
 superficial 423, 426
 salpas 91, 45, 46
 Thalia orientalis 112
 San Lázaro 286
 San Luis Obispo, California 367, 383
 San Quintín 216, 474
 San Quintín-Punta Baja 480
 Santa Bárbara 284
 Santa Rosalía 472
 sardina 49
 de California 52
 monterrey 415
Sardinops caeruleus 428
Sardinops sagax 402
 satélite
 MODIS 143
 QuikSCAT 170
 QuikSCAT (QS) 131
 sa y producción del fitoplancton 82
 SCC 27
 SeaWiFS (*Sea Viewing Wild Field of View
 Sensor*) 62, 64, 283
 secuestro del CO₂ 229
 sensores
 remotos 62
 remotos de color del océano 293
 remotos satelitales 321
 sensor infrarrojo LICOR 6262 170
 sepultamiento de ópalo 229
 sifonóforos 100
 signo del rotacional del viento 138
 sílice
 biogénico 234
 en los sedimentos 233
 silicoflagelados 247, 234, 283
 sistema de circulación de frontera oriental 27
 Sistema de Información Taxonómica Integra-
 da 457

- sistema de la Corriente de California 27, 235, 258
- sistema oceánico frente a Baja California 50
- sistema satelital ARGOS 473
- sistemas de frontera oriental 28
- sistemas de surgencias 229
- costeras 234
- sitios de desove 373
- spiciness 457
- subártico Pacífico 235
- Subeucalanus pileatus* 121
- Subeucalanus subtenuis* 121
- sumidero de carbono 167, 178, 199, 204
- sumidero de CO₂ atmosférico 177
- sur de California 48, 273
- sur de la Corriente de California 61
- surgencia 32, 203
- costera 27, 34
 - a lo largo de la costa 90
 - costeras en la región norte 40
 - costeras, remolinos 61
- Sverdrups 152
- Symbolophorus californiensis* 437
- Symphurus williamsi* 428
- Synechococcus* 275
- Synodus lucioceps* 402
- T**
- tasa
- de acumulación 233
 - de asimilación de carbono 322
 - de enterramiento del carbono orgánico 234
 - de evaporación 157, 233
 - de fijación del radioisótopo 352
 - de sedimentación 231, 143
 - específica de asimilación del carbono por el fitoplancton 285
 - máxima de fijación de carbono normalizado por unidad de clorofila en la columna de agua 351
- tasas
- de acumulación de carbono orgánico 235
 - tasas de sepultamiento 235
- taxones 408, 423, 459, 460
- de afinidad subártica 424
 - de afinidad tropical 428
 - de calamares 455
 - de hábitat mesopelágico 402
 - demersales 424, 351
 - de peces 400
 - mesopelágicos 424
 - pelágico-costeros 424
 - pelágico-oceánicos 424
 - subárticos 424
 - templados 428
 - tropicales 424
- técnica de Uthermöhl 294
- temperatura
- potencial 153
 - superficial 171, 216, 416, 437
 - superficial del mar 321
- termoclina 314
- termoclina-picnoclina 211
- termosalinómetro Seabird 170
- Thalassiosira* 279
- Thalia orientalis* 121
- Thysanoessa spinifera* 107
- tiempo de decorrelación 139
- topografía
- dinámica absoluta 144
 - dinámica media 144
- trampa de sedimentos 279
- transferencia
- de calor 156
 - de CO₂ 166
- transporte
- de agua 157
 - de calor 159
 - de calor (T_c) 153
 - de Ekman 131, 143, 155, 156
 - de masa (T_m) 152

- de volumen 160
- de volumen geostrófico 151
- de volumen geostrófico neto 153
- de volumen, masa, calor y sal 151
- de volumen por geostrofia 158
- geostrófico 153
- geostrófico de masa 152
- neto de agua 157
- neto de agua dulce 157
- neto de volumen 155
- vertical de nutrientes 214
- Triphoturus mexicanus* 402, 474
- T-S 34
- TSM 426
- Tukey 324
- tunicados pelágicos 90

V

- valores superficiales
 - de pCO₂ 177
 - de PO₄ 213, 216
- variabilidad
 - climática 228
 - de la circulación subsuperficial 46
 - del balance geostrófico 151
 - espacio-temporal del campo de viento 131
 - estacional de la capa superficial 32
 - estacional de la pCO₂ 199
 - interanual 50
 - interanual del zooplancton 90
 - de los vientos 135

- termohalina 53
- variaciones
 - climáticas estacionales 90
 - estacionales 99
 - estacionales de pH 190
- variación
 - espacial de vorticidad 39
 - estacional 45, 174
 - interanual 95
- varianza explicada 133
- velocidad del viento 170
- velocidad geostrófica 152
- velocidad neta 152
- viento hacia el ecuador 131
- vientos
 - de Santa Ana 328, 329, 338
 - de surgencia 40
- Vinciguerria lucetia* 402, 423, 428, 436, 474
- violaxantina (Vio), 267
- volumen del zooplancton 99
- volumen desplazado del zooplancton 369

Z

- zeaxantina* (Zea) 265, 266, 296
- zona de IMECOCAL 45, 78, 368
- Zona de Mínimo Oxígeno 480
- zona de oxígeno mínimo (ZOM) 231
- zona eufótica 45
- zonas de surgencias 243
- zonas fitogeográficas 306
- zooplancton 87

Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997–2007. Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California, editado por Reginaldo Durazo y Gilberto Gaxiola-Castro se imprimió y encuadernó en mayo de 2011 en los talleres gráficos de S y G Editores, Cuapinol 52, Pedregal de Santo Domingo, México, D.F.

Se tiraron 400 ejemplares

