

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 CO₂ a nivel mundial, reteniendo entre 25 y 30% de todas las emisiones de CO₂ antropogénicas, las cuales han aumentado en más de 30% el contenido de CO₂ atmosférico con respecto a los niveles previos a la revolución industrial (Chavez *et al.* 2007).

La capacidad del océano para absorber este exceso de CO₂ de la atmósfera juega un papel relevante en el calentamiento global, mitigando el efecto invernadero producido por el exceso de CO₂. La distribución del CO₂ 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 CO₂ hacia la atmósfera en la CC frente a las costas de California fueron del orden de los 5 mmol m⁻² d⁻¹ (Friederich *et al.* 2002).

En este trabajo se presenta la distribución del intercambio de CO₂ 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 CO₂.

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.

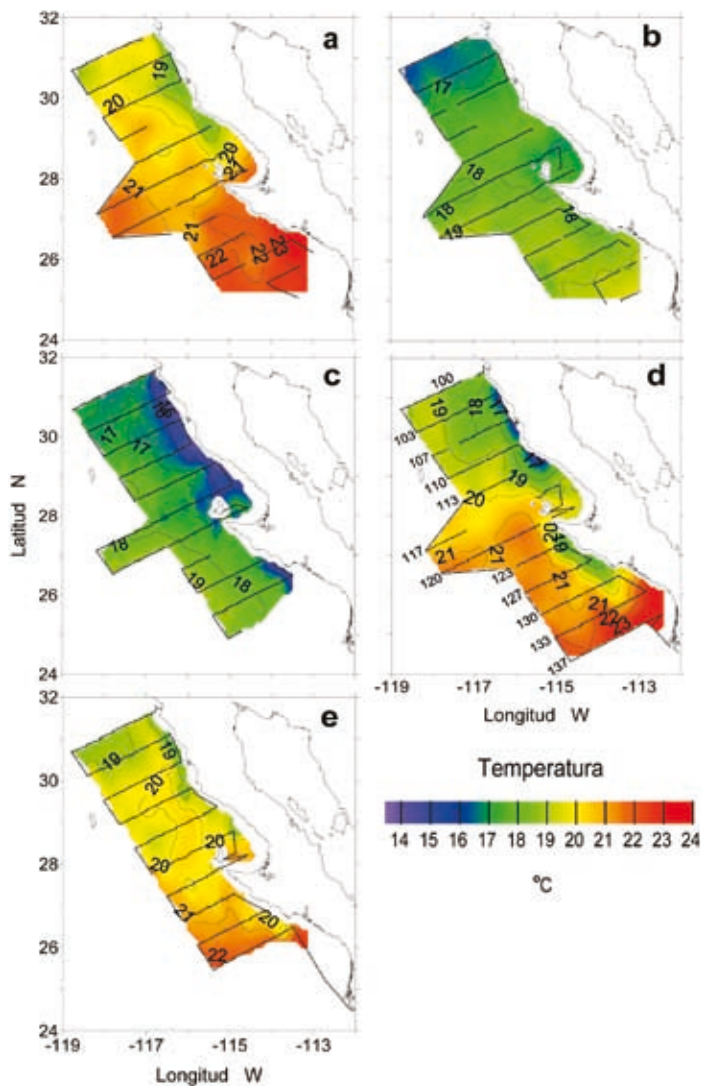
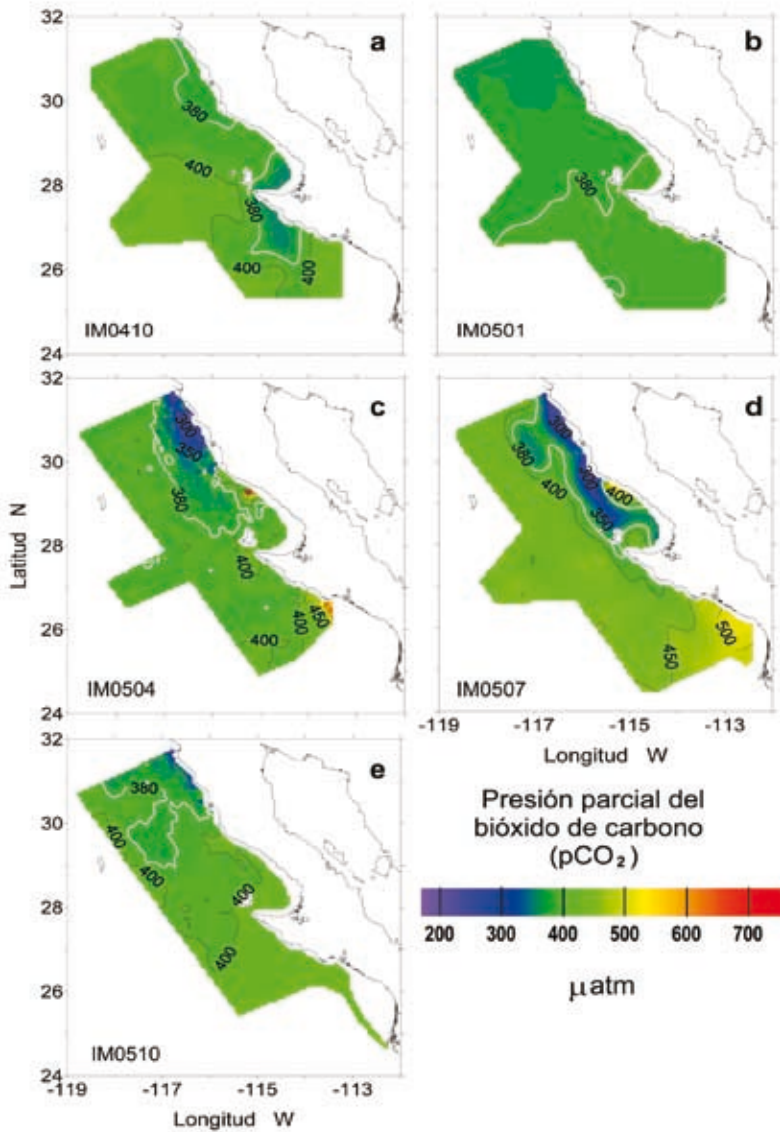


Figura 2. Distribución espacial de la presión parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) superficial (μatm) durante: (a) octubre de 2004, y (b) enero, (c) abril, (d) julio y (e) octubre de 2005. La línea blanca representa la $p\text{CO}_2$ del agua de mar equivalente a la $p\text{CO}_2$ atmosférica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

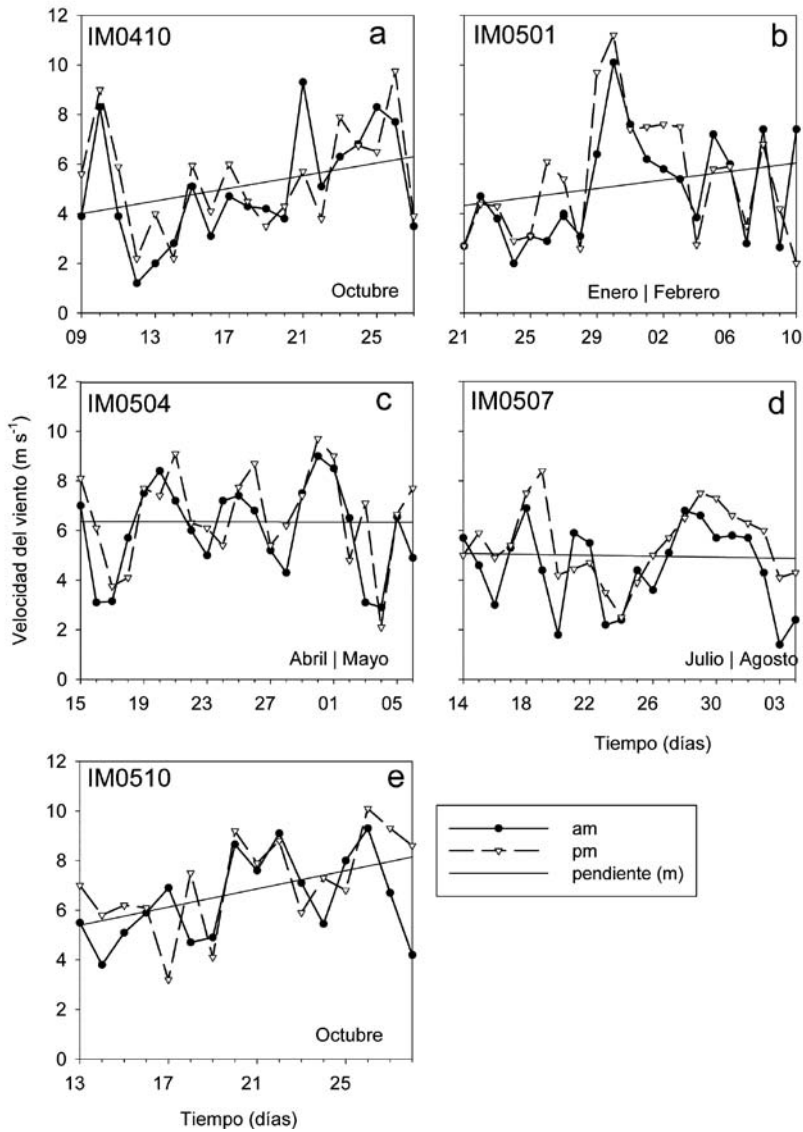
La distribución de $\Delta p\text{CO}_2$ fue muy similar a la distribución de $p\text{CO}_2$ aumentando de norte a sur y del océano hacia la costa. El menor intervalo se registró durante el crucero IM0501 (–30 μatm y 30 μatm), incrementándose en los meses de octubre hasta –70 y 70 μatm . Durante las 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).

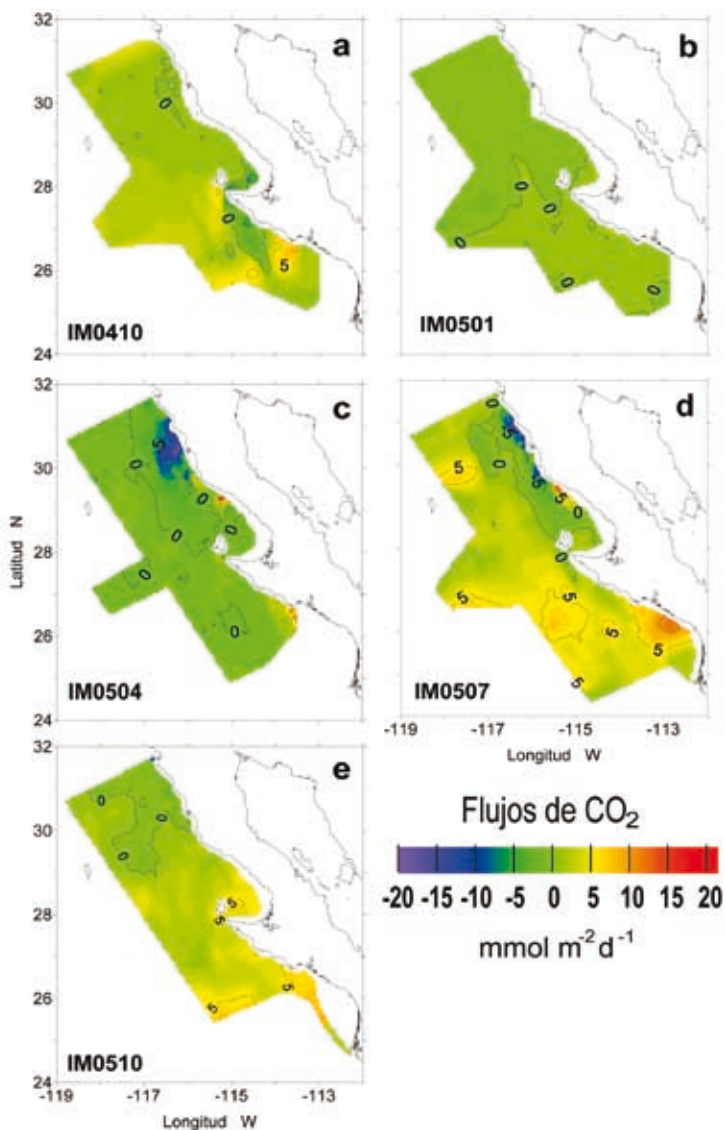
La variación espacio-temporal de $p\text{CO}_2$ y $\Delta p\text{CO}_2$ del océano fue similar a la distribución de la temperatura superficial (De La Cruz-Orozco *et al.* 2007), con la misma regionalización y un aumento de norte a sur. Sin embargo, al eliminar de los datos de $p\text{CO}_2$ el efecto 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.