



Ciencias Marinas

ISSN: 0185-3880

acabello@uabc.edu.mx

Universidad Autónoma de Baja California  
México

Coronado-Álvarez, Luz de Lourdes Aurora; Álvarez-Borrego, Saúl; Lara-Lara, José  
Rubén; Solana-Arellano, Elena; Hernández-Ayón, José Martín; Zirino, Alberto  
Temporal variations of water pCO<sub>2</sub> and the air–water CO<sub>2</sub> flux at a coastal location in the  
southern California Current System: diurnal to interannual scales  
Ciencias Marinas, vol. 43, núm. 3, 2017, pp. 137-156  
Universidad Autónoma de Baja California  
Ensenada, México

Available in: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=48052975001>

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

redalyc.org

Scientific Information System

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

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

## Temporal variations of water pCO<sub>2</sub> and the air–water CO<sub>2</sub> flux at a coastal location in the southern California Current System: diurnal to interannual scales

### Variaciones temporales de pCO<sub>2</sub> del agua y flujos aire–agua de CO<sub>2</sub> en una localidad costera en el sur del Sistema de la Corriente de California: de la escala diurna a la interanual

Luz de Lourdes Aurora Coronado-Álvarez<sup>1\*</sup>, Saúl Álvarez-Borrego<sup>1\*\*</sup>, José Rubén Lara-Lara<sup>1</sup>, Elena Solana-Arellano<sup>1</sup>, José Martín Hernández-Ayón<sup>2</sup>, Alberto Zirino<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada-Tijuana, no. 3918, Zona Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.

<sup>2</sup> Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Apartado Postal 2732, Ensenada, Baja California, México.

<sup>3</sup> Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, California 92093, USA.

\* Corresponding author. E-mail: lcorona@cicese.edu.mx; ORCID ID: 0000-0001-5572-3247.

\*\*ORCID ID: 0000-0002-7586-8678.

**ABSTRACT.** The aim of this work was to identify processes that cause surface CO<sub>2</sub> partial pressure (pCO<sub>2w</sub>) and air–water CO<sub>2</sub> flux (FCO<sub>2</sub>) variations at a coastal location in the California Current System, from semidiurnal to interannual time scales. Such processes may include sea breeze, upwelling, El Niño/Southern Oscillation (ENSO) cycle, and “The Blob” (strong positive temperature anomalies in the NE Pacific). Sea surface temperature (SST, 2008–2014) and pCO<sub>2w</sub> (2008–2015) time series were generated with data collected from a MAPCO<sub>2</sub> buoy anchored at 100 m depth and 5 km from Punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, México. There were significant changes in SST, pCO<sub>2w</sub>, and FCO<sub>2</sub> that lasted periods that were as short as a few hours and as large as interannual time frames. Spectral analysis showed significant semidiurnal, diurnal, ~15-d, and ~28-d components of variation. Time series were divided into periods according to the Multivariate ENSO Index and the Blob event. Bayesian *t* tests show that both pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> had high credibility of being different between periods. During La Niña conditions (2010–2011), maximum pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> values were higher, and the minimum values were lower, than during “normal,” El Niño, and Blob conditions. The pCO<sub>2w</sub> range during this La Niña event was from 131 to 864 µatm, and the FCO<sub>2</sub> range was from –6.9 to 40.4 mmol C·m<sup>–2</sup>·d<sup>–1</sup>. The FCO<sub>2</sub> range during the Blob was from near equilibrium to ~2.5 mmol C·m<sup>–2</sup>·d<sup>–1</sup>. The extreme values for the FCO<sub>2</sub> integral (± standard error), for all periods, were –57.0 ± 0.01 mmol C·m<sup>–2</sup> for El Niño, and 257.0 ± 0.03 mmol C·m<sup>–2</sup> for La Niña. The mean FCO<sub>2</sub> value (± standard error) was 0.04 ± 0.02 mol C·m<sup>–2</sup>·yr<sup>–1</sup>. The buoy location was found to be a very weak source of CO<sub>2</sub> during the study period.

**Key words:** California Current System, CO<sub>2</sub> partial pressure, CO<sub>2</sub> air–water flux, coastal zone.

**RESUMEN.** El objetivo de este trabajo fue identificar los procesos que causan variaciones en periodos de los semidiurnos a los interanuales en la presión parcial superficial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2w</sub>) y en el flujo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) entre el océano y la atmósfera en una localidad costera del Sistema de la Corriente de California. Tales procesos pueden incluir brisas marinas, surgencias, ciclos El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el “Blob” (grandes anomalías positivas de temperatura en el Pacífico nororiental). Se generaron series de tiempo de temperatura superficial del mar (TSM, 2008–2014) y pCO<sub>2w</sub> (2008–2015) con datos recuperados de una boya MAPCO<sub>2</sub> anclada a 100 m de profundidad y a 5 km de punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, México. Se observaron cambios significativos en TSM, pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> que duraron periodos tan cortos como de horas y tan largos como de segmentos interanuales. El análisis espectral mostró componentes de variación significativos semidiurnos, diurnos, de ~15 d y de ~28 d. Las series de tiempo fueron divididas en periodos de acuerdo con el Índice Multivariado del ENOS y el Blob. Los resultados de la prueba *t* bayesiana mostraron que tanto pCO<sub>2w</sub> como FCO<sub>2</sub> tienen alta credibilidad de ser diferentes entre periodos. En 2010–2011, bajo condiciones La Niña, los máximos de pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> fueron mayores, y los mínimos menores, que durante condiciones “normales”, El Niño y el Blob, con un rango de 131 a 864 µatm para pCO<sub>2w</sub> y de –6.9 a 40.4 mmol C·m<sup>–2</sup>·d<sup>–1</sup> para FCO<sub>2</sub>. El rango para FCO<sub>2</sub> durante el Blob fue de cerca del equilibrio a ~2.5 mmol C·m<sup>–2</sup>·d<sup>–1</sup>. Los extremos de la integral de FCO<sub>2</sub> (± error estándar), para periodos completos, fueron –57.0 ± 0.01 mmol C·m<sup>–2</sup> para El Niño y 257.0 ± 0.03 mmol C·m<sup>–2</sup> para La Niña. La media de FCO<sub>2</sub> fue 0.04 ± 0.02 mol C·m<sup>–2</sup>·año<sup>–1</sup>. La localidad de la boya fue una fuente muy débil de CO<sub>2</sub> durante el periodo de estudio.

**Palabras clave:** Sistema de la Corriente de California, presión parcial del CO<sub>2</sub>, flujos aire-agua de CO<sub>2</sub>, zona costera.

## INTRODUCTION

The main challenge for research on coastal  $\text{CO}_2$  flux ( $\text{FCO}_2$ ) is to have enough data to identify the processes controlling its variability. The difference between partial pressure of carbon dioxide ( $p\text{CO}_2$ ) in the ocean surface ( $p\text{CO}_{2w}$ ) and  $p\text{CO}_2$  in the atmosphere ( $p\text{CO}_{2a}$ ) defines the direction of gas exchange.  $\text{FCO}_2$  magnitude is a function of this difference and gas transfer velocity, which is parameterized as a function of wind speed. This speed is of great importance for the air–water gas exchange (Takahashi et al. 2002). Physical and biological forcings such as mixing by wind, waves, phenomena associated with tides, advection, vertical displacement of the thermocline, photosynthesis, respiration, and air–water exchange drive substantial variations in  $p\text{CO}_{2w}$  over time, from periods of hours to interannual periods (DeGrandpe et al. 1998). In addition,  $p\text{CO}_{2w}$  changes with mesoscale (Turi et al. 2014) and sub-mesoscale (Klein and Lapeyre 2009) processes, such as eddies and meanders in combination with physiographic (e.g., points, capes, islands) and bathymetric heterogeneity (Laruelle et al. 2014). This leads to a complex mosaic of  $p\text{CO}_{2w}$  changes in space and time, and substantial measurement efforts are thus needed to reliably determine the role of the region as a  $\text{CO}_2$  source or sink (Turi et al. 2014).

Coastal waters in the California Current System have been characterized, using different methodologies, to define their role as carbon sources or sinks (DeGrandpe et al. 1998; Friederich et al. 2002; Chavez et al. 2007; De La Cruz-Orozco et al. 2010; Pennington et al. 2010; Evans et al. 2011, 2015; Hales et al. 2012; Fiechter et al. 2014; Turi et al. 2014; Muñoz-Anderson et al. 2015; Mariano-Matías et al. 2016). However, there are uncertainties in the direction of  $\text{FCO}_2$  in this system. Takahashi et al. (2009) reported that the climatological mean annual value for the oceanic area off southern California and northern Baja California is close to equilibrium.

Hales et al. (2012) predicted coastal  $p\text{CO}_{2w}$  from remote-sensing data for the Pacific region between  $22^\circ\text{N}$  and  $50^\circ\text{N}$  (from near the entrance to the Gulf of California to southern British Columbia, 30 to 370 km offshore) and characterized this area as a sink of atmospheric  $\text{CO}_2$  with an annual average value of  $1.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ . Chavez et al. (2007), however, reported that the same area is a source of about  $0.07 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (which is practically zero). De La Cruz-Orozco et al. (2010) used *in situ* sea-surface data to report that the area off the Baja California Peninsula ( $\sim 30$  to  $\sim 300$  km from the coast) acted as a source of  $\text{CO}_2$  from October 2004 to October 2005, with an average of  $1.12 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ . On the other hand, Mariano-Matías et al. (2016) reported that, according to the average for the years 2004–2011, the area off Baja California ( $>28^\circ\text{N}$ ) was a sink of atmospheric  $\text{CO}_2$ . The complex dynamics in this area,

## INTRODUCCIÓN

El reto principal para la investigación sobre el flujo de  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2$ ) entre el océano y la atmósfera en la costa es tener suficientes datos para identificar los procesos que controlan su variabilidad. La diferencia entre la presión parcial del dióxido de carbono ( $p\text{CO}_2$ ) en la superficie del océano ( $p\text{CO}_{2w}$ ) y la  $p\text{CO}_2$  atmosférica ( $p\text{CO}_{2a}$ ) define la dirección del intercambio gaseoso. La magnitud de  $\text{FCO}_2$  es una función de esta diferencia y de la velocidad de transferencia del gas, la cual está parametrizada en función de la velocidad del viento. Esta última es de gran importancia para el intercambio de gas entre el océano y la atmósfera (Takahashi et al. 2002). Los forzamientos físicos y biológicos como la mezcla por el viento, las ondas, los fenómenos asociados con las mareas, la advección, el desplazamiento vertical de la termocline, la fotosíntesis, la respiración y el intercambio entre el océano y la atmósfera provocan variaciones sustanciales de  $p\text{CO}_{2w}$  en el tiempo, de periodos de horas a periodos interanuales (DeGrandpe et al. 1998). Además, la  $p\text{CO}_{2w}$  cambia con los procesos de mesoescala (Turi et al. 2014) y submesoescala (Klein y Lapeyre 2009), como remolinos y meandros, en combinación con la heterogeneidad de la fisiografía (e.g., puntas, cabos, islas) y batimetría (Laruelle et al. 2014). Esto conduce a un mosaico complejo de cambios de la  $p\text{CO}_{2w}$  con el espacio y tiempo, lo que requiere esfuerzos sustanciales de medición para determinar de manera fiable el papel de la región como fuente o sumidero de  $\text{CO}_2$  (Turi et al. 2014).

Diferentes estudios han caracterizado las aguas costeras del Sistema de la Corriente de California usando distintas metodologías para definir su papel como fuente o sumidero de carbono (DeGrandpe et al. 1998; Friederich et al. 2002; Chávez et al. 2007; De La Cruz-Orozco et al. 2010; Pennington et al. 2010; Evans et al. 2011, 2015; Hales et al. 2012; Fiechter et al. 2014; Turi et al. 2014; Muñoz-Anderson et al. 2015; Mariano-Matías et al. 2016). Sin embargo, hay incertidumbre en la dirección de  $\text{FCO}_2$  en este sistema. Takahashi et al. (2009) reportaron que la zona oceánica frente al sur de California y norte de Baja California tiene un valor climatológico promedio anual alrededor del equilibrio.

Hales et al. (2012) predijeron la  $p\text{CO}_{2w}$  costera a partir de datos de teledetección para la región del océano Pacífico entre  $22^\circ\text{N}$  y  $50^\circ\text{N}$  (desde cerca de la entrada al golfo de California hasta el sur de Columbia Británica, de 30 a 370 km fuera de la costa) y caracterizaron a esta área como un sumidero de  $\text{CO}_2$  atmosférico con un promedio anual de  $1.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ . Sin embargo, Chávez et al. (2007) reportaron que la misma área es una fuente de aproximadamente  $0.07 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (que es prácticamente cero). De La Cruz-Orozco et al. (2010) utilizaron datos *in situ* de la superficie del mar y reportaron que el área frente a la península de Baja California (entre  $\sim 30$  y  $\sim 300$  km fuera de la costa) actuó como fuente de  $\text{CO}_2$  entre octubre de 2004 y octubre de 2005, con un promedio de  $1.12 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ .

which vary rapidly over short distances and at high frequencies and are affected by different events at different scales, may be the cause of these uncertainties (Chavez et al. 2007).

Phenomena such as coastal upwelling, El Niño/Southern Oscillation (ENSO), and most recently “The Blob” (strongly positive temperature anomalies in the NE Pacific) affect the coastal zone in the California Current System (Wooster 1960, Mantua et al. 1997, Bond et al. 2015). Wind-generated upwelling events show seasonal variability and bring cold, nutrient-rich waters along the coast, from Washington to Baja California (Huyer 1983). These upwelled waters have high pCO<sub>2w</sub> values, which are generally limited to a coastal band (Pennington et al. 2010). Lara-Lara et al. (1980) and Álvarez-Borrego and Álvarez-Borrego (1982) reported that upwelling events off northern Baja California are characterized by an intensification–relaxation sequence with periods of about 2 weeks. This upwelling sequence may cause pCO<sub>2w</sub> variations, with greater values during intensification than during relaxation events.

Lynn and Simpson (1987) observed that in early autumn, wind speed declines and coastal upwelling weakens. In late autumn and early winter, there is a surface coastal counter-current that inhibits upwelling (Hickey 1998). Mirabal-Gómez et al. (in press) reported that the satellite derived chlorophyll climatology for the region off San Diego, California, and off San Quintín, Baja California (~200 km to the south of our buoy location), showed different biological conditions for 2 seasons: strong upwelling season and weak upwelling season. For the region off San Diego, the strong upwelling season occurred from March to June and the weak upwelling season during the rest of the year. The strong upwelling season for the region off San Quintín occurred from February to June. It is likely that pCO<sub>2w</sub> is higher during the strong upwelling season than during the weak upwelling season.

During El Niño events sea surface temperature (SST) increases and phytoplankton biomass and production decrease (Reid 1962, 1988; Putt and Prézelin 1985; Torres-Moye and Álvarez-Borrego 1987; Fargion 1989; Thomas and Strub 1990; Lynn et al. 1998; Kahru and Mitchell 2000, 2002). Because stratification is stronger, pCO<sub>2w</sub> may be lower during an El Niño event than during “normal” conditions. Events with anomalously low SSTs (La Niña) may have the opposite effect, with relatively high pCO<sub>2w</sub>.

Offshore SST in the NE Pacific was remarkably warm during the 2013–2014 winter season (Bond et al. 2015); NA Bond dubbed this warm phenomenon the Blob. This marine heat wave persisted through 2013–2015 due to atmospheric teleconnections spanning the entire North Pacific (Di Lorenzo and Mantua 2016), and its influence on the southern California Current System coastal waters ended by late November 2015 (<http://www.ospo.noaa.gov>). The Blob depressed the thermocline and caused high stratification from the summer in 2014 to the 2015–2016 winter season (Zaba

Por otro lado, Mariano-Matías et al. (2016) reportaron que, de acuerdo con el promedio para los años 2004–2011, el área frente a Baja California (>28°N) fue un sumidero de CO<sub>2</sub> atmosférico. La dinámica compleja de esta área, que varía rápidamente en distancias cortas y frecuencias altas y es afectada por muchos eventos a diferentes escalas, puede causar estas incertidumbres (Chávez et al. 2007).

Los fenómenos como las surgencias costeras, El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) y, recientemente, el “Blob” (anomalías de temperatura fuertemente positivas en el Pacífico nororiental) afectan la zona costera del Sistema de la Corriente de California (Wooster 1960, Mantua et al. 1997, Bond et al. 2015). Los eventos de surgencia generados por el viento tienen una variabilidad estacional y traen aguas frías y ricas en nutrientes a lo largo de la costa, desde Washington hasta Baja California (Huyer 1983). Estas aguas de surgencia tienen valores de pCO<sub>2w</sub> altos, que generalmente se limitan a una banda costera (Pennington et al. 2010). Lara-Lara et al. (1980) y Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego (1982) reportaron que los eventos de surgencias frente al norte de Baja California se caracterizan por una secuencia de intensificaciones y relajamientos con periodos de aproximadamente 2 semanas. Esta secuencia de surgencia puede causar variaciones de la pCO<sub>2w</sub> con valores mayores durante la intensificación que durante el relajamiento.

Lynn y Simpson (1987) observaron que a principios de otoño la velocidad del viento disminuye y la surgencia costera se debilita. A finales de otoño y principios de invierno, aparece una contracorriente costera superficial que inhibe la surgencia (Hickey 1998). Mirabal-Gómez et al. (en prensa) reportaron que la climatología de clorofila derivada de satélite para la región frente a San Diego, California, y frente a San Quintín, Baja California (~200 km al sur de nuestra boya), mostraron condiciones biológicas separadas en 2 temporadas: temporada de surgencias intensas y temporada de surgencias débiles. Para la región frente a San Diego, la temporada de surgencias intensas fue de marzo a junio y los eventos débiles ocurrieron el resto del año. La temporada de surgencias fuertes para la región frente a San Quintín fue de febrero a junio. Posiblemente, la pCO<sub>2w</sub> es mayor durante la estación de surgencias intensas que durante la estación de surgencias débiles.

Los eventos de El Niño se asocian con un aumento en la temperatura superficial del mar (TSM) y una disminución en la biomasa y producción del fitoplancton (Reid 1962, 1988; Putt y Prézelin 1985; Torres-Moye y Álvarez-Borrego 1987; Fargion 1989; Thomas y Strub 1990; Lynn et al. 1998; Kahru y Mitchell 2000, 2002). Debido a la fuerte estratificación, la pCO<sub>2w</sub> puede ser menor durante El Niño que en condiciones “normales”. Los eventos con TSM anormalmente bajas (La Niña) pueden tener el efecto opuesto: una pCO<sub>2w</sub> relativamente alta.

Las TSM fuera de la costa en el Pacífico NE fueron notablemente cálidas durante el invierno de 2013–2014

and Rudnick 2016), and it likely caused relatively low  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  values.

Oceanographic cruises provide a limited number of observations to describe time variations. Data obtained from instruments mounted on moored buoys (e.g.,  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  measurements) are important additions to data obtained from cruises, and play a key role in getting a better understanding of time variability with spectra ranging from high-frequency periods (e.g., diurnal) to interannual periods. Related measurements, such as measurements of  $p\text{CO}_{2\text{A}}$ , SST, salinity, and wind, may allow us to analyze the drivers of  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  variability (Friederich et al. 1995, Hofmann et al. 2011, Sutton et al. 2014). Time series with high-resolution data are particularly needed to explore the questions about short-term variability at fixed locations that help discern the processes taking place in the area (Bates et al. 2014, Sutton et al. 2014).

Moored Autonomous  $p\text{CO}_2$  (MAPCO<sub>2</sub>) systems have been deployed off the central and southern California coasts (Friederich et al. 1995, Sutton et al. 2014). Only one such system was deployed in the California Current System region off northern Baja California, and it provided data for only one year (Muñoz-Anderson et al. 2015). The California Current exhibits particular dynamics in this area. Peláez and McGowan (1986) used Coastal Zone Color Scanner chlorophyll data to describe the Ensenada Front located at the southern limit of the Southern California Bight (Fig. 1). This front extends about 500 km offshore. Water north of the front is eutrophic, cold, and less saline, but to the south, it abruptly becomes oligotrophic. An onshore flow characterizes the front and, at the coast, it divides into a branch to the north and another one to the south (Fig. 1). The front reaches its southernmost position (off our buoy location) by mid- or late summer (Peláez and McGowan 1986). Santamaría-del-Ángel et al. (2002) reported that the latitudinal position of the front presents interannual variations, and during an El Niño event it moves northward to 34°N. This latitudinal variation of the front may not have a particular discernible effect on  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  when an El Niño event occurs other than that of El Niño itself.

There has been little research on  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  dynamics in the Ensenada Front region. This region features strong upwelling events with low SST (<14 °C), relatively low salinity (<34.0), and high  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  values (~700  $\mu\text{atm}$ ), resulting in an export of excess  $\text{CO}_2$  to the atmosphere. By contrast, Muñoz-Anderson et al. (2015) reported that during the weak upwelling season, it is characterized by intermediate surface temperatures and low  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  values (down to ~300  $\mu\text{atm}$ ), resulting in a  $\text{CO}_2$  sink. These authors used a MAPCO<sub>2</sub> system to analyze the seasonal changes of  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  and  $\text{FCO}_2$  in one year (2009), without any reference to high frequencies (i.e., diurnal changes) or interannual changes. They reported average daily fluxes of  $0.6 \pm 0.1 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  for winter,  $2.8 \pm 0.3 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  for spring,  $0.3 \pm 0.1 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  for summer, and  $-0.3 \pm 0.03 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  for

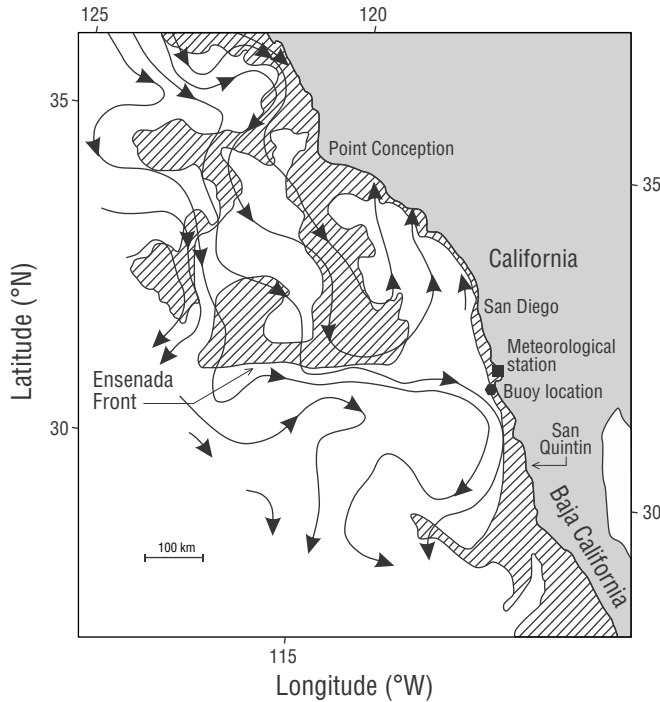
(Bond et al. 2015); NA Bond apodó a este fenómeno cálido como el Blob. Esta onda marina de calor persistió durante 2013–2015 (Di Lorenzo y Mantua 2016) debido a las teleconexiones atmosféricas del Pacífico Norte, y su influencia en las aguas costeras del sur del Sistema de la Corriente de California terminó a finales de noviembre de 2015 (<http://www.ospo.noaa.gov>). El Blob deprimió la termoclina y causó una estratificación alta desde el verano de 2014 hasta el invierno de 2015–2016 (Zaba y Rudnick 2016), y probablemente causó valores relativamente bajos de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$ .

Los cruceros oceanográficos proporcionan un número limitado de observaciones para describir las variaciones a través del tiempo. Los datos obtenidos con instrumentos colocados en una boya anclada, como las mediciones de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$ , son una herramienta importante adicional a los datos de cruceros, y desempeñan un papel clave en la mejor comprensión de la variabilidad temporal con un espectro desde periodos bajos, como el diurno, hasta periodos interanuales. Las mediciones adicionales, como mediciones de  $p\text{CO}_{2\text{A}}$ , TSM, salinidad y viento, pueden permitir evaluar los forzamientos de la variabilidad de la  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  (Friederich et al. 1995, Sutton et al. 2014). En particular, las series de tiempo con datos de alta frecuencia son necesarias para explorar las preguntas sobre la variabilidad a corto plazo en localidades fijas que ayudan a discernir los procesos que tienen lugar en el área (Bates et al. 2014, Sutton et al. 2014).

Se han utilizado sistemas independientes de  $p\text{CO}_2$  (MAPCO<sub>2</sub>) instalados frente a la costa central y sur de California (Friederich et al. 1995, Sutton et al. 2014). Sólo un sistema de este tipo fue instalado en el Sistema de la Corriente de California frente al norte de Baja California, y únicamente proporcionó datos de un año (Muñoz-Anderson et al. 2015). La corriente de California exhibe una dinámica muy particular en esta zona. Peláez y McGowan (1986) usaron datos de clorofila del sensor de satélite Coastal Zone Color Scanner para describir el Frente de Ensenada, ubicado en el límite sur de la ensenada del Sur de California (Fig. 1). Este frente se extiende hasta unos 500 km de la costa. Al norte del frente las aguas son eutróficas, frías y menos salinas, y al sur cambian abruptamente a condiciones oligotróficas. El frente se caracteriza por un flujo hacia la costa que, en la costa, se divide en un ramal hacia el norte y otro hacia el sur (Fig. 1). El frente alcanza su posición más meridional (frente a la ubicación de nuestra boya de muestreo) a mediados o finales de verano (Peláez y McGowan 1986). Santamaría-del-Ángel et al. (2002) mencionaron que la posición latitudinal de este frente presenta variaciones interanuales, y durante un evento El Niño se mueve hacia el norte hasta 34°N. Esta variación latitudinal del frente puede no tener un efecto particular discernible sobre la  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  cuando sucede un evento El Niño, a parte del efecto de El Niño mismo.

La dinámica de la  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  en el área geográfica del Frente de Ensenada ha sido poco estudiada. En esta zona se presentan eventos de surgencias con TSM bajas (<14 °C), salinidad relativamente baja (<34.0) y valores de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  altos





**Figure 1.** Location of the moored buoy 5 km off Punta Banda, Baja California (Mexico). The geostrophic flow (arrows) shows the Ensenada Front. Shaded areas represent relatively high chlorophyll concentrations and clear areas represent oligotrophic conditions (chlorophyll data are from the Coastal Zone Color Scanner) (figure taken from Álvarez-Borrego 2004, who adapted the figure from Peláez and McGowan 1986).

**Figura 1.** Ubicación de la boya anclada a 5 km de Punta Banda, Baja California (México). El flujo geostrófico (flechas) muestra el Frente Ensenada. Las áreas sombreadas representan concentraciones de clorofila relativamente elevadas y las áreas claras representan condiciones oligotróficas (los datos de clorofila son del Coastal Zone Color Scanner) (figura tomada de Álvarez-Borrego 2004, quien la adaptó de la figura de Peláez y McGowan 1986).

autumn; the positive values indicate fluxes from water to air and vice versa. Muñoz-Anderson et al. (2015) concluded that, according to the annual average, the buoy location off Ensenada was a source of  $\text{CO}_2$  to the atmosphere. However, it is desirable to extend the time series to include interannual changes and thus have a better description of the effects of the various factors affecting  $p\text{CO}_{2\text{w}}$  variability. High-frequency variations may also be of interest. In this work, time series spanning several years are analyzed (August 2008 to August 2015) for a coastal location in the Ensenada Front region. Some of the physical phenomena that occurred during this period were diurnal breezes, seasonal upwelling, El Niño 2009–2010, La Niña 2010–2012, the Blob 2014–2015, and the El Niño 2015. The aim of this study was to describe SST,  $p\text{CO}_{2\text{w}}$ , and  $\text{FCO}_2$  variations, from semidiurnal to the interannual scales, and to identify their drivers.

( $\sim 700 \mu\text{atm}$ ), lo que resulta en la exportación de exceso de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera. Por el contrario, Muñoz-Anderson et al. (2015) reportaron que durante la temporada, de surgencias débiles la zona se caracteriza por valores de  $p\text{CO}_{2\text{w}}$  bajos (hasta  $\sim 300 \mu\text{atm}$ ) y temperaturas superficiales intermedias, lo que da como resultado un sumidero de  $\text{CO}_2$ . Estos autores utilizaron un sistema MAPCO<sub>2</sub> para describir los cambios estacionales de la  $p\text{CO}_{2\text{w}}$  y el  $\text{FCO}_2$  en un año (2009), sin referencia a frecuencias altas (i.e., diurnas) ni a cambios interanuales. Estos autores reportaron flujos diarios promedio de  $0.6 \pm 0.1 \text{ mmol C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  para invierno,  $2.8 \pm 0.3 \text{ mmol C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  para primavera,  $0.3 \pm 0.1 \text{ mmol C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  para verano y  $-0.3 \pm 0.03 \text{ mmol C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  para otoño; el signo positivo indica flujos del agua hacia el aire y viceversa. Muñoz-Anderson et al. (2015) concluyeron que, como promedio anual, la ubicación de la boya frente a Ensenada era una fuente de  $\text{CO}_2$  para la atmósfera. Sin embargo, es deseable extender la serie de tiempo para incluir cambios interanuales y tener una mejor descripción de los efectos de los diversos factores que afectan la variabilidad de la  $p\text{CO}_{2\text{w}}$ . Las variaciones de alta frecuencia también pueden ser de interés. En este trabajo se analizan series de tiempo que abarcan varios años (agosto de 2008 hasta agosto de 2015) para una localidad costera en la zona del Frente de Ensenada. Algunos de los fenómenos físicos presentados durante este periodo fueron brisas marinas, surgencias estacionales, El Niño 2009–2010, La Niña 2010–2012, el Blob 2014–2015 y El Niño 2015. El objetivo de este estudio fue describir la variación de TSM,  $p\text{CO}_{2\text{w}}$  y  $\text{FCO}_2$ , desde escalas semidiurnas a interanuales, e identificar sus forzamientos.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Datos

Las series de tiempo se generaron con datos de una boya MAPCO<sub>2</sub> anclada a 5 km de Punta Banda ( $31.6^\circ\text{N}$ ,  $116.6^\circ\text{W}$ ), Baja California, en aguas de 100 m de profundidad (Fig. 1). El sistema MAPCO<sub>2</sub> generó datos tal como se describe en Friederich et al. (1995) y Sutton et al. (2014). Un ciclo de medición típico, incluidas la calibración *in situ* y las mediciones atmosféricas y de agua de mar, toma aproximadamente 20 min. Al comienzo de cada ciclo, el sistema genera un estándar cero mediante el reciclaje de una parcela de aire a través de un tubo con cal sodada, en un sistema cerrado, para eliminar todo el  $\text{CO}_2$ . Este aire depurado establece el punto cero de la calibración. A continuación, el sistema utiliza un gas de referencia de estándar alto (típicamente 800 ppm). Con una calibración de 2 puntos, a partir de los valores cero y de referencia, se optimiza el sensor LI-820 para realizar mediciones de  $p\text{CO}_2$  en la superficie del océano. Para realizar la medición del agua de mar, el sistema MAPCO<sub>2</sub> equilibra una parcela de aire con el agua de mar superficial durante 10 min en un circuito cerrado. Una vez equilibrado, este aire

## MATERIALS AND METHODS

### Data

Times series were generated with data from a MAPCO<sub>2</sub> buoy anchored at 5 km from Punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, in waters 100 m deep (Fig. 1). The MAPCO<sub>2</sub> system generated data as described in Friederich et al. (1995) and Sutton et al. (2014). A typical measurement cycle, including *in-situ* calibration and the atmospheric and seawater measurements, takes approximately 20 min. At the beginning of each cycle, the system generates a zero standard by cycling a closed loop of air through a soda lime tube to remove all of the CO<sub>2</sub>. This scrubbed air establishes the zero calibration. Next, the system uses a high standard reference gas (typically 800 ppm). Using a 2-point calibration, from the zero and reference values, the LI-820 sensor is optimized for making surface ocean pCO<sub>2</sub> measurements. To make the seawater measurement, the MAPCO<sub>2</sub> system equilibrates a closed loop of air with surface seawater for 10 min. This air then returns to the system, passing through a silica gel drying agent and the relative humidity sensor. Then the system stops the pump, and the LI-820 reads the values of the air sample, at 2 Hz for 30 s, and averages them to give the seawater pCO<sub>2</sub> measurement. The buoy telemeters the averaged data from each 3-hourly cycle via satellite (Sutton et al. 2014). According to Sutton et al. 2014, the precision of the MAPCO<sub>2</sub> system in a laboratory setting was 0.6 ppm, and the standard deviation of high-frequency data in the field was 0.7 ppm. These authors also estimated that the overall uncertainty of pCO<sub>2</sub> observations from the MAPCO<sub>2</sub> system is <2.0 µatm for values between 100 and 600 µatm for over 400 days of autonomous operation. We did not determine the accuracy or precision of our MAPCO<sub>2</sub> system. The MAPCO<sub>2</sub> also had a CTD for measuring temperature and salinity.

Because of sensor-related problems, the data are not continuous. Data are from 11 August 2008 to 09 January 2010, 22 May 2010 to 31 December 2011, 27 January to 31 December 2012, and 15 March 2013 to August 2015. The MAPCO<sub>2</sub> system produced some pCO<sub>2A</sub> data with irregularities, so we used only the GLOBALVIEW pCO<sub>2A</sub> data, specifically those from the Scripps Institution of Oceanography station, to calculate our whole set of FCO<sub>2</sub> data, as suggested by Takahashi et al. (2009). Data for wind speed at 10 m above sea level (U<sub>10</sub>, m·s<sup>-1</sup>) were obtained from the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada 6162 Wireless Davis Vantage Pro2 Plus Weather Station (see location in Fig. 1). This instrument measures wind speed with 5% accuracy. We used Matlab 2014b to generate the power spectra of the SST, pCO<sub>2W</sub>, U<sub>10</sub>, and FCO<sub>2</sub> series to characterize the frequencies with the highest variability.

The Multivariate ENSO Index (MEI) and the Blob temperature anomalies were obtained from the National Oceanic and Atmospheric Administration web pages (<http://www.esrl.noaa.gov> y [www.ospo.noaa.gov](http://www.ospo.noaa.gov)).

vuelve al sistema, pasando a través de un agente de secado de gel de sílice y por el sensor de humedad relativa. A continuación, el sistema detiene la bomba y el LI-820 lee los valores de la muestra de aire, a 2 Hz durante 30 s, y los promedia para dar la medición de pCO<sub>2</sub> del agua de mar. La boya envía los datos promediados de cada ciclo de 3 h vía satélite (Sutton et al. 2014). Según Sutton et al. (2014), la precisión del sistema MAPCO<sub>2</sub> en un entorno de laboratorio fue de 0.6 ppm y la desviación estándar de los datos de alta frecuencia en el campo fue de 0.7 ppm. Estos autores estimaron que la incertidumbre general de las observaciones de pCO<sub>2</sub> del sistema MAPCO<sub>2</sub> es <2.0 µatm para valores entre 100 y 600 µatm durante más de 400 días de funcionamiento autónomo. No se determinó la exactitud o precisión de nuestro sistema MAPCO<sub>2</sub>. El MAPCO<sub>2</sub> también tiene un CTD para medir la temperatura y salinidad.

Debido a problemas relacionados con el sensor, los datos no son continuos. Se cuenta con datos del 11 de agosto de 2008 al 9 de enero de 2010, del 22 de mayo de 2010 al 31 de diciembre de 2011, del 27 de enero al 31 de diciembre de 2012 y del 15 de marzo de 2013 a agosto de 2015. El sistema MAPCO<sub>2</sub> produjo algunos datos de pCO<sub>2A</sub> con irregularidades, por lo que se decidió usar los datos de pCO<sub>2A</sub> de GLOBALVIEW, específicamente los de la estación oceanográfica del Scripps Institution of Oceanography, para calcular todo nuestro conjunto de datos de FCO<sub>2</sub>, como sugiere Takahashi et al. (2009). Los datos de la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U<sub>10</sub>, m·s<sup>-1</sup>) se obtuvieron de la estación meteorológica inalámbrica Davis Vantage Pro2 Plus, modelo 6162, (la ubicación se muestra en Fig. 1) del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Este instrumento mide la velocidad del viento con una precisión del 5%. Se utilizó Matlab 2014b para generar espectros de potencia de las series de TSM, pCO<sub>2W</sub>, U<sub>10</sub> y FCO<sub>2</sub> para caracterizar las frecuencias con mayor variabilidad.

El Índice Multivariado del ENOS (MEI, por sus siglas en inglés) y las anomalías de temperatura del Blob se obtuvieron de las páginas web de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (<http://www.esrl.noaa.gov> y [www.ospo.noaa.gov](http://www.ospo.noaa.gov)).

### Cálculo de FCO<sub>2</sub>

El FCO<sub>2</sub> fue calculado de acuerdo con Liss y Merlivat (1986):  $FCO_2 = k \times K' \times (\Delta pCO_2)$  (mmol·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>, aquí las unidades son expresadas por hora por la resolución de los datos de pCO<sub>2W</sub>). El parámetro  $k$  es la velocidad de transferencia del gas en función de (U<sub>10</sub>) y se expresa como  $k = 0.251(Sc/660)^{0.5} \times (U_{10})^2$  (Wanninkhof 2014), donde  $Sc$  es el número de Schmidt en función de la temperatura;  $K'$  es la solubilidad del CO<sub>2</sub> en función de la temperatura y salinidad (para mayor detalle, ver Tabla 2 de Wanninkhof [2014]); y  $\Delta pCO_2$  es pCO<sub>2W</sub> menos pCO<sub>2A</sub>. Se integró FCO<sub>2</sub> para obtener valores en por día como se muestra en la Figura 2c.

## Calculation of FCO<sub>2</sub>

Flux (FCO<sub>2</sub>) was calculated according to Liss and Merlivat (1986):  $\text{FCO}_2 = k \times K' \times (\Delta\text{pCO}_2)$  (mmol·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>; here, units are per hour because of our pCO<sub>2w</sub> data resolution). The  $k$  parameter is the gas transfer velocity as a function of ( $U_{10}$ ) and it is expressed as  $k = 0.251(\text{Sc}/660)^{0.5} \times (U_{10})^2$  (Wanninkhof 2014), where Sc is the Schmidt number as a function of temperature;  $K'$  is CO<sub>2</sub> solubility as a function of temperature and salinity (for details, see Table 2 in Wanninkhof [2014]); and  $\Delta\text{pCO}_2$  is pCO<sub>2w</sub> minus pCO<sub>2a</sub>. We integrated FCO<sub>2</sub> to obtain values in per day and build Figure 2c.

## Statistics

Statistical analyses were run using R Studio Bayesian-First-Aid software. The analyses provide Bayesian hierarchical models as alternatives to the most commonly used statistical tests (Bååth 2014). Bayesian Estimation Supersedes the  $t$ -Test (BEST) is a model that can be used where a 2-sample  $t$ -test would classically be used. BEST estimates the difference in medians between 2 groups and yields a probability distribution of the difference. It can be useful to determine the credibility that the difference between the 2 groups is less than or greater than zero (Kruschke 2013).

In order to perform the statistical tests to compare pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> for different conditions, we divided the time series into periods according to MEI and considered the presence of the Blob. We also ran comparisons between the strong upwelling and weak upwelling seasons of each year (i.e., March–August and September–February, respectively), between upwelling intensification and upwelling relaxation, and between day and night. No period was defined for the latitudinal position (lower vs higher) of the Ensenada Front because any effect in the yearly latitudinal shift of the front would be masked by the shift between strong and weak upwelling seasons. Also, the effect of the northward movement of the Front with an El Niño event would be masked by that of El Niño itself.

## RESULTS

There was a large spectrum of SST, pCO<sub>2w</sub>,  $U_{10}$ , and FCO<sub>2</sub> variations, with periods as short as few hours and as large as interannual time frames (Figs. 2–5). Unfortunately, the sensors did not work for relatively long periods in 2008, 2010, 2013, and 2015. Nonetheless, there were enough data to run spectral analysis and to test for differences between conditions: daylight vs night, strong upwelling vs weak upwelling seasons, El Niño vs La Niña, and Blob vs no Blob.

In general, at our sampling location, pCO<sub>2w</sub> showed a tendency towards oversaturation in March–August (the strong upwelling season) and was near equilibrium or under

## Estadística

El análisis estadístico se realizó con la programática Bayesian-First-Aid de R Studio. El análisis proporciona modelos jerárquicos bayesianos como alternativas a las pruebas estadísticas más utilizadas (Bååth 2014). La estimación bayesiana que reemplaza a la prueba  $t$  (BEST) es un modelo que puede usarse cuando se utilizaría clásicamente una prueba  $t$  para 2 muestras. BEST calcula la diferencia de las medianas entre 2 grupos y produce una distribución de probabilidad de su diferencia. Es útil para determinar cuán creíble es que la diferencia entre los 2 grupos es menor o mayor que cero (Kruschke 2013).

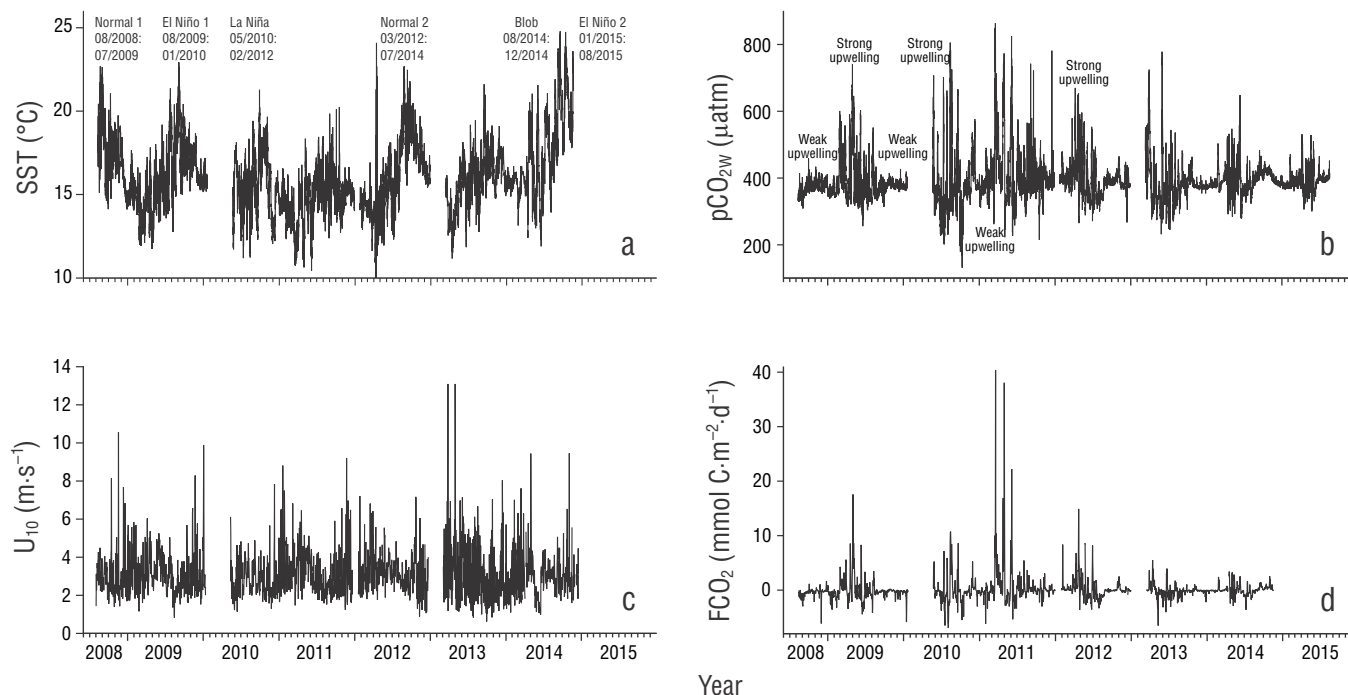
Para realizar las pruebas estadísticas para comparar pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> bajo diferentes condiciones, se dividieron las series de tiempo en periodos según el MEI y se consideró la presencia del Blob. También se realizaron comparaciones entre la temporada de surgencias intensas y débiles de cada año (i.e., de marzo a agosto y de septiembre a febrero, respectivamente), entre la intensificación y el relajamiento de las surgencias y entre el día y la noche. No se definió ningún periodo para el Frente de Ensenada para comparar los datos de cuando se encontró a una latitud inferior versus cuando se encontró a una mayor porque, en el caso del cambio latitudinal de cada año del Frente, cualquier efecto sería enmascarado por el cambio entre estaciones de surgencias intensas y débiles. Además, el efecto del movimiento del Frente hacia el norte con un evento El Niño sería enmascarado por El Niño mismo.

## RESULTADOS

Los resultados muestran un espectro amplio de variaciones de TSM, pCO<sub>2w</sub>,  $U_{10}$  y FCO<sub>2</sub> con cambios desde periodos tan cortos como de pocas horas y tan largos como interanuales (Figs. 2–5). Desafortunadamente, los sensores no funcionaron durante periodos relativamente largos en 2008, 2010, 2013 y 2015. No obstante, hubieron suficientes datos para realizar análisis espectrales y para probar las diferencias entre condiciones: día vs noche, estaciones de surgencias intensas vs surgencias débiles, El Niño vs La Niña, y Blob vs ausencia de Blob.

En nuestra localidad de muestreo, en general, la pCO<sub>2w</sub> tendió a la sobresaturación de marzo a agosto (la temporada de surgencias intensas) y estuvo cerca del equilibrio o por debajo de niveles de saturación de septiembre a febrero (la temporada de surgencias débiles) (Fig. 2b). Desafortunadamente, no fue posible ver el efecto de las condiciones de El Niño en el intercambio de gas entre el océano y la atmósfera de la primera mitad de 2010. Sin embargo, de agosto a diciembre de 2009 (con El Niño 1 y durante la estación de surgencias débiles) los valores de pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> fueron relativamente bajos, con una tendencia a alcanzar el equilibrio (Fig. 2b, d). El rango de valores de pCO<sub>2w</sub> para





**Figure 2.** Time series of (a) sea surface temperature (SST), (b) CO<sub>2</sub> partial pressure at the ocean surface (pCO<sub>2w</sub>), (c) wind speed at 10 m above sea level (U<sub>10</sub>), and (d) air–water CO<sub>2</sub> flux (FCO<sub>2</sub>). Data for SST and FCO<sub>2</sub> are from August 2008 to November 2014, and for pCO<sub>2w</sub> from August 2008 to August 2015. Legends in the upper panel indicate periods and their duration (month/year to month/year). Data for SST, pCO<sub>2w</sub>, and U<sub>10</sub> are given for every 3 h, and for FCO<sub>2</sub> data are given as per day.

**Figura 2.** Series de tiempo de (a) temperatura superficial del mar (SST), (b) presión parcial del CO<sub>2</sub> en las aguas superficiales del mar (pCO<sub>2w</sub>), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U<sub>10</sub>) y (d) flujo aire-agua del CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>). Los datos de SST y FCO<sub>2</sub> son de agosto de 2008 a noviembre de 2014, y los de pCO<sub>2w</sub> de agosto de 2008 a agosto de 2015. Las leyendas en el panel superior indican los periodos y su duración (mes/año a mes/año). Los datos de SST, pCO<sub>2w</sub> y U<sub>10</sub> son de cada 3 h, y los de FCO<sub>2</sub> son en por día.

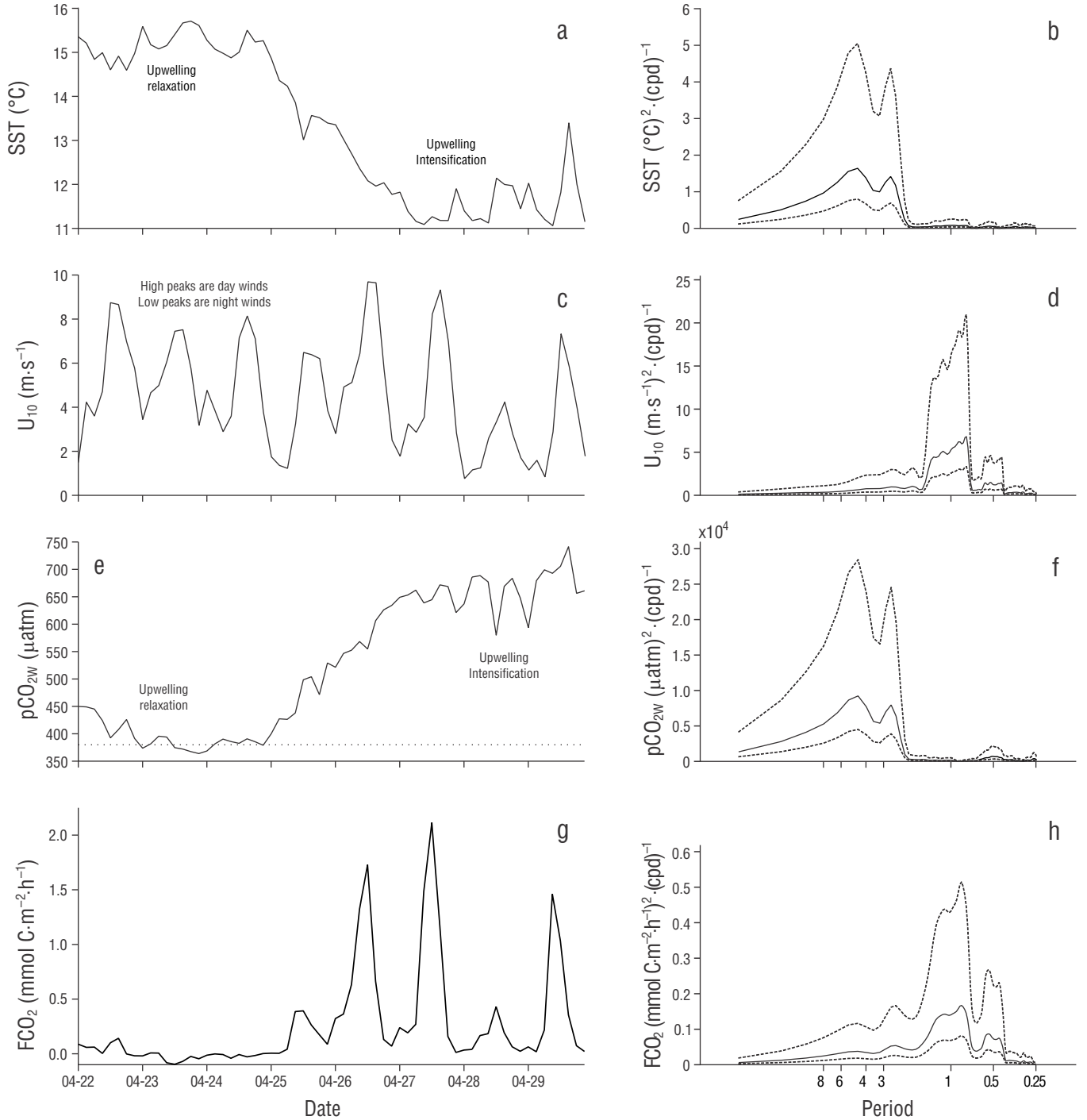
saturation levels in September–February (the weak upwelling season) (Fig. 2b). Unfortunately, it was not possible to see the effect of El Niño conditions on air-sea gas exchange for the first half of 2010. Nevertheless, in August–December 2009 (with El Niño 1, and during a weak upwelling season) pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> values were relatively low, with a tendency to reach equilibrium (Fig. 2b, d). The pCO<sub>2w</sub> range for August–December 2009 was from 313 μatm (September) to 551 μatm (August), the latter being a very high value with respect to what is expected for El Niño conditions. These values corresponded with the SST values of 17.9 and 12.9 °C (a very low value for these conditions), respectively, and with the FCO<sub>2</sub> values of –1.9 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> and 1.4 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>, respectively.

The largest pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> variations occurred in 2011, under La Niña conditions (Fig. 2b, d). During this period, pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> maximum values were higher, and minimum values were lower, than during “normal,” El Niño, and the Blob conditions. The pCO<sub>2w</sub> range for our whole data set was from 131 μatm (October 2010) to 864 μatm (March 2011). These values corresponded to SST values of

agosto–diciembre de 2009 fue de 313 μatm (septiembre) a 551 μatm (agosto), este último un valor muy alto con respecto a lo que se espera para condiciones El Niño. Estos valores se correspondieron con valores de TSM de 17.9 y 12.9 °C (este último valor es muy bajo para estas condiciones), respectivamente, y con valores de FCO<sub>2</sub> de –1.9 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> y 1.4 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>, respectivamente.

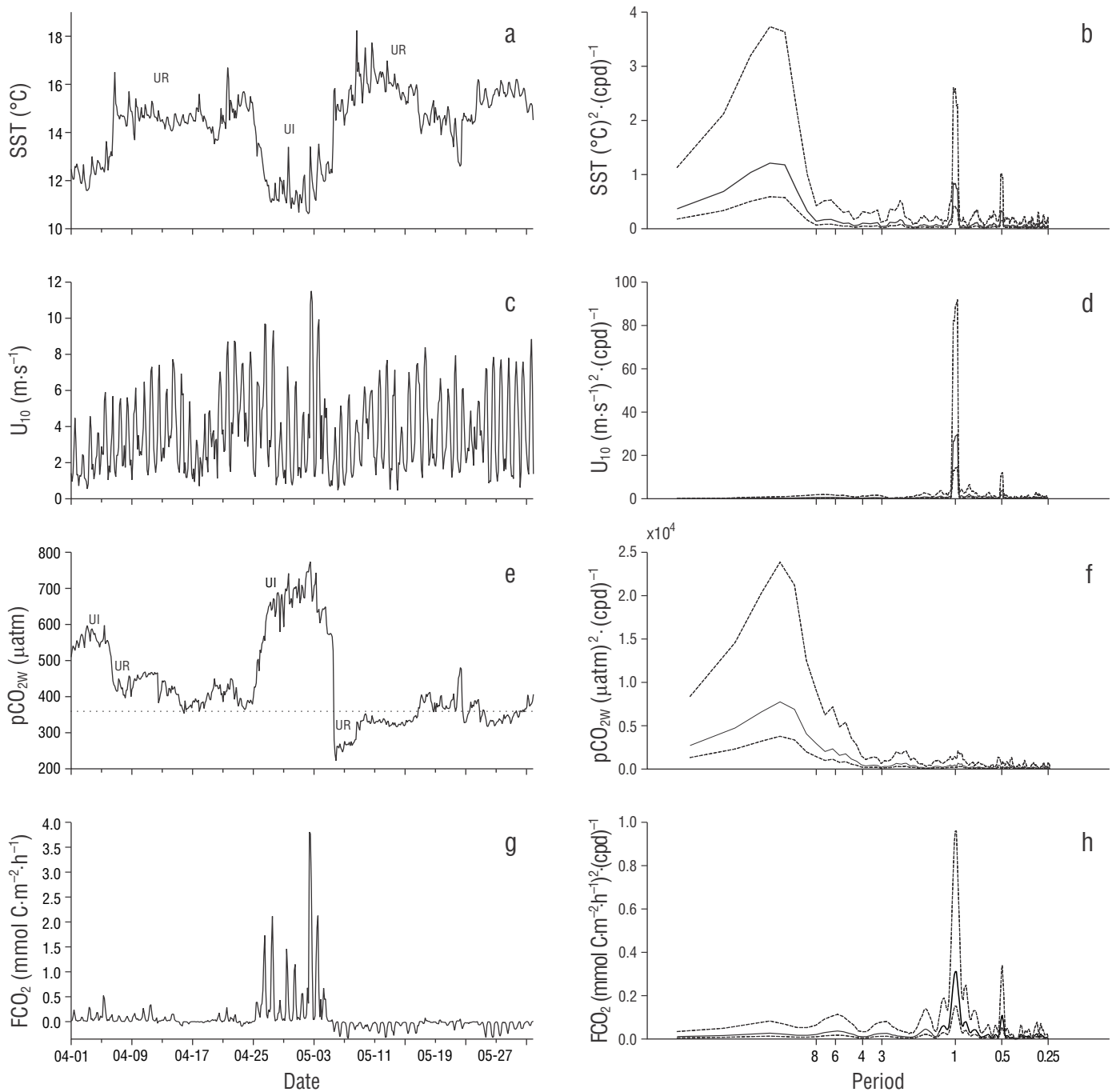
Las variaciones mayores de pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> ocurrieron en 2011, con condiciones de La Niña (Fig. 2b, d). Durante este periodo, los valores máximos de pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> fueron más altos y los valores mínimos fueron más bajos que durante condiciones “normales”, El Niño y el Blob. El rango de valores de la pCO<sub>2w</sub> para nuestro conjunto de datos fue de 131 μatm (octubre de 2010) a 864 μatm (marzo de 2011). Estos valores se correspondieron con valores de TSM de 17.0 y 10.9 °C, respectivamente, y con valores de FCO<sub>2</sub> de –6.9 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> y 40.4 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>, respectivamente (Fig. 2a, b, d).

Durante 2012, 2013 y la primera mitad de 2014, con condiciones “normal 2”, el valor más bajo de pCO<sub>2w</sub> fue de 232 μatm (mayo de 2013) y el mayor fue de 779 μatm (junio



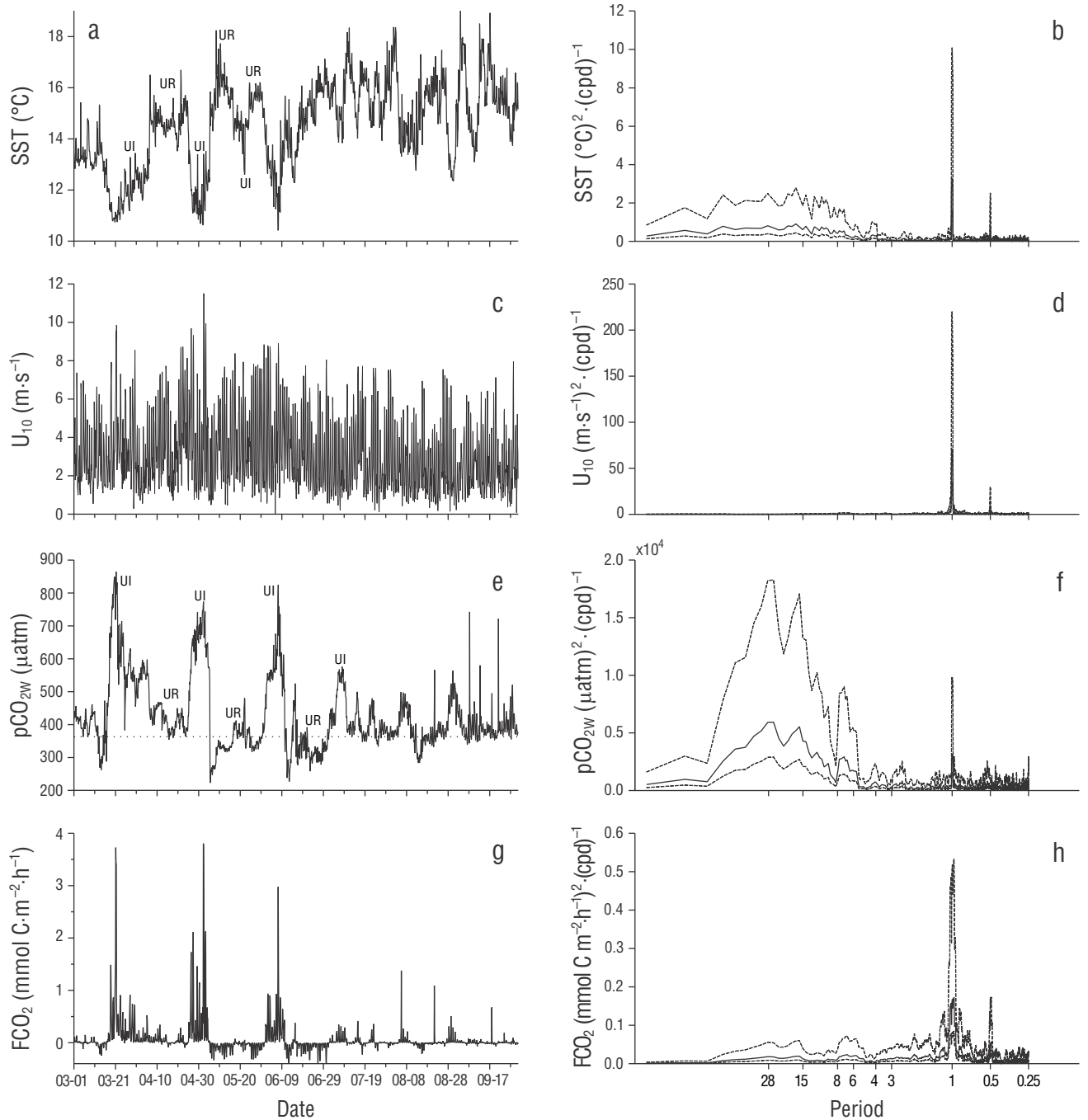
**Figure 3.** Eight day-time series of (a) sea surface temperature (SST), (c) wind speed at 10 m above sea level ( $U_{10}$ ), (e) CO<sub>2</sub> partial pressure at the ocean surface ( $pCO_{2w}$ ), and (g) air–water CO<sub>2</sub> flux ( $FCO_2$ ). Dates on the horizontal axes are for April 2011, and ticks indicate the beginning of the day (midnight). High peaks in (c) correspond to diurnal winds and low peaks to nocturnal winds. The horizontal dotted line in (e) indicates CO<sub>2</sub> partial pressure in the atmosphere ( $pCO_{2A}$ ) for 2011 (391  $\mu atm$ ). Power spectra are shown on the right panels: horizontal axes indicate the corresponding periods in days, and broken lines indicate 95% confidence intervals.

**Figura 3.** Series de tiempo de 8 días de (a) temperatura superficial del mar (SST), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar ( $U_{10}$ ), (e) presión parcial del CO<sub>2</sub> en las aguas superficiales del mar ( $pCO_{2w}$ ) y (g) flujo aire-agua del CO<sub>2</sub> ( $FCO_2$ ). Las fechas en los ejes horizontales son de abril de 2011, y las marcas indican el comienzo del día (media noche). Los picos altos en (c) corresponden a vientos en el día y los picos bajos a vientos en la noche. La línea punteada en (e) indica la presión parcial del CO<sub>2</sub> en la atmósfera ( $pCO_{2A}$ ) para 2011 (391  $\mu atm$ ). Los espectros de potencia se muestran en los paneles de la derecha: los ejes horizontales indican los períodos correspondientes en días y las líneas punteadas indican los intervalos de confianza al 95%.



**Figure 4.** Two-month time series of (a) sea surface temperature (SST), (c) wind speed at 10 m above sea level ( $U_{10}$ ), (e)  $\text{CO}_2$  partial pressure at the ocean surface ( $\text{pCO}_{2\text{w}}$ ), and (g) air–water  $\text{CO}_2$  flux ( $\text{FCO}_2$ ). Dates on the horizontal axes are for April and May 2011, and ticks indicate the beginning of the day (midnight). The horizontal dotted line in (e) indicates  $\text{CO}_2$  partial pressure in the atmosphere for 2011 ( $391 \mu\text{atm}$ ). UI means upwelling intensification and UR means upwelling relaxation. Power spectra are shown on the right panels: horizontal axes show the corresponding periods in days and broken lines indicate 95% confidence intervals.

**Figura 4.** Series de tiempo de dos meses de (a) temperatura superficial del mar (SST), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar ( $U_{10}$ ), (e) presión parcial del  $\text{CO}_2$  en las aguas superficiales del mar ( $\text{pCO}_{2\text{w}}$ ) y (g) flujo aire-agua del  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2$ ). Las fechas en los ejes horizontales son para abril y mayo de 2011, y las marcas indican el comienzo del día (media noche). La línea punteada en (e) indica la presión parcial del  $\text{CO}_2$  en la atmósfera ( $\text{pCO}_{2\text{A}}$ ) para 2011 ( $391 \mu\text{atm}$ ). UI significa intensificación de surgencia y UR significa relajamiento de surgencia. Los espectros de potencia se muestran en los paneles de la derecha: los ejes horizontales indican los periodos correspondientes en días y las líneas punteadas indican los intervalos de confianza al 95%.



**Figure 5.** Seven-month time series of (a) sea surface temperature (SST), (c) wind speed at 10 m above sea level ( $U_{10}$ ), (e) CO<sub>2</sub> partial pressure at the ocean surface ( $p\text{CO}_{2w}$ ), and (g) air–water CO<sub>2</sub> flux ( $\text{FCO}_2$ ). Dates on the horizontal axes are for March–September 2011, and ticks indicate the beginning of the day (midnight). The strong upwelling season is from March to June. The horizontal dotted line in (e) indicates CO<sub>2</sub> partial pressure in the atmosphere for 2011 (391  $\mu\text{atm}$ ). In (a) and (e) UI means upwelling intensification and UR means upwelling relaxation. Power spectra are on the right panels: horizontal axes show the corresponding periods in days, and broken lines indicate 95% confidence intervals.

**Figura 5.** Series de tiempo de siete meses de (a) temperatura superficial del mar (SST), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar ( $U_{10}$ ), (e) presión parcial del CO<sub>2</sub> en las aguas superficiales del mar ( $p\text{CO}_{2w}$ ) y (g) flujo aire-agua del CO<sub>2</sub> ( $\text{FCO}_2$ ). Las fechas en los ejes horizontales son de marzo–septiembre de 2011, y las marcas indican el comienzo del día (media noche). La estación de surgencias intensas es de marzo a junio. La línea punteada en (e) indica la presión parcial del CO<sub>2</sub> en la atmósfera ( $p\text{CO}_{2A}$ ) para 2011 (391  $\mu\text{atm}$ ). En (a) y (e) UI significa intensificación de surgencia y UR significa relajamiento de surgencia. Los espectros de potencia se muestran en los paneles de la derecha: los ejes horizontales indican los períodos correspondientes en días y las líneas punteadas indican los intervalos de confianza al 95%.

17.0 and 10.9 °C, respectively, and with the  $\text{FCO}_2$  values of  $-6.9 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  and  $40.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ , respectively (Fig. 2a, b, d).

During 2012, 2013, and the first half of 2014, under “normal 2” conditions, the lowest  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  value was 232  $\mu\text{atm}$  (May 2013) and the largest was 779  $\mu\text{atm}$  (June 2013). The largest  $\text{FCO}_2$  value during these years was  $14.9 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (April 2012) and the lowest was  $-6.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (May 2013) (Fig. 2b, d). The largest  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  value did not correspond with the largest  $\text{FCO}_2$  value, mainly because of differences in wind intensity (Fig. 2b–d).

Starting in June 2014, the effect of the Blob on SST was clearly marked (see also [www.ospo.noaa.gov](http://www.ospo.noaa.gov)). Sea surface temperature increased up to a maximum of 26.0 °C in October 2014, whereas maximum values during October–November of other years were  $\sim 20.0$  °C (Fig. 2a). During the second half of 2014, the  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  range was from 323 to 483  $\mu\text{atm}$ , and the  $\text{FCO}_2$  range was from near equilibrium to  $\sim 2.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ , lower than the maximum  $\text{FCO}_2$  value during “normal 2” conditions (Fig. 2b, d). During 2015, with El Niño 2 (EN2) event, the  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  range was smaller than that in 2014. We did not have any SST data for 2015, so we were unable to calculate  $\text{FCO}_2$  for that year.

In order to explore variability at different scales in more detail, time series were analyzed by segments of 8 d (diurnal variations and one upwelling intensification–relaxation sequence), 2 months (upwelling intensification–relaxation sequences), and several months (strong upwelling–weak upwelling seasons). Different periods were analyzed but those during La Niña conditions (2011) showed the highest variations. For this reason, examples were illustrated with data from 2011: 22–29 April (Fig. 3), 01 April–31 May (Fig. 4), and 01 March–30 September (Fig. 5). Power spectra for SST and  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  tended to be similar at all scales, while those of wind speed and  $\text{FCO}_2$  tended to be similar but different from those of SST and  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  (Figs. 3–5).

In the case of the 8-d time series, SST was low and  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  was high when there was an upwelling intensification event, and vice versa (Fig. 3a, e). During the first 3 d of this series, SST was relatively high (15.0–15.5 °C),  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  was relatively low ( $\sim 400 \mu\text{atm}$ ), and  $\text{FCO}_2$  was close to equilibrium (Fig. 3a, e, g). From the fourth day on, SST decreased to  $\sim 11.0$  °C,  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  increased to  $\sim 700 \mu\text{atm}$ , and  $\text{FCO}_2$  showed large diurnal variation ( $0.0$  to  $\sim 2.0 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) because of wind variation. Lowest daily wind speed and  $\text{FCO}_2$  values occurred at midnight and the highest in the afternoon (Fig. 3g).  $\text{FCO}_2$  values were very low with weak winds in spite of high  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  values (e.g., 650  $\mu\text{atm}$ ) (Fig. 3c, e, g). The largest spectral density for wind speed ( $U_{10}$ ) and  $\text{FCO}_2$  was centered at a frequency of  $\sim 1$  cycle per day, while for SST and  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  it was centered at  $\sim 0.25$  cycles per day ( $\sim 4$ -d period) (Fig. 3). Both  $U_{10}$  and  $\text{FCO}_2$  had a second spectral density peak centered at  $\sim 2$  cycles per day ( $\sim 0.5$ -d period) (Fig. 3c, d, g, h). Neither SST nor  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  showed a

de 2013). El valor máximo de  $\text{FCO}_2$  para estos años fue de  $14.9 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (abril de 2012) y el más bajo fue de  $-6.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (mayo de 2013) (Fig. 2b, d). El valor máximo de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  no se correspondió con el de  $\text{FCO}_2$ , principalmente debido a las diferencias en la intensidad del viento (Fig. 2b–d).

A partir de junio de 2014, el efecto del Blob fue claro en la TSM (véase también [www.ospo.noaa.gov](http://www.ospo.noaa.gov)). La TSM aumentó hasta un máximo de 26.0 °C en octubre de 2014, en comparación con los valores máximos de  $\sim 20.0$  °C para octubre–noviembre de otros años (Fig. 2a). Durante la segunda mitad de 2014, el rango para  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  fue de 323 a 483  $\mu\text{atm}$  y para  $\text{FCO}_2$  fue de cerca del equilibrio hasta  $\sim 2.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ , menor que el valor máximo de  $\text{FCO}_2$  durante el periodo “normal 2” (Fig. 2b, d). Durante 2015, con el fenómeno de El Niño 2 (EN2), el rango para  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  fue menor que en 2014. No se tuvieron datos de TSM para 2015; por lo tanto, no se calculó el  $\text{FCO}_2$  para ese año.

Con el fin de explorar la variabilidad a diferentes escalas con más detalle, se analizaron segmentos de las series de tiempo tomando datos de 8 d (variaciones diurnas y una secuencia de intensificación–relajamiento de surgencias), de 2 meses (secuencias de intensificación–relajamiento de surgencias) y de varios meses (temporadas de surgencias intensas y surgencias débiles). Se analizaron diferentes periodos, pero los de condiciones La Niña (2011) presentaron las variaciones mayores. Por esta razón, los ejemplos se ilustraron con datos de 2011: del 22 al 29 de abril (Fig. 3), del 1 de abril al 31 de mayo (Fig. 4) y del 1 de marzo al 30 de septiembre (Fig. 5). En todas las escalas, los espectros de potencia de la TSM y la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  tendieron a ser similares, mientras que los de la velocidad del viento y el  $\text{FCO}_2$  tendieron a ser similares entre sí pero diferentes de los de TSM y  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  (Figs. 3–5).

En el caso de las series de 8 d, la TSM fue baja y la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  fue alta cuando hubo un evento de intensificación de surgencia y viceversa (Fig. 3a, e). Durante los 3 primeros días de esta serie, la TSM fue relativamente alta (15.0–15.5 °C), la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  fue relativamente baja ( $\sim 400 \mu\text{atm}$ ) y el  $\text{FCO}_2$  estuvo cerca del equilibrio (Fig. 3a, e, g). A partir del cuarto día, la TSM disminuyó hasta  $\sim 11.0$  °C y la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  aumentó hasta  $\sim 700 \mu\text{atm}$ , y el  $\text{FCO}_2$  tuvo una variación diurna amplia (de  $0.0$  a  $\sim 2.0 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) debido a la variación del viento. Los valores de velocidad del viento y de  $\text{FCO}_2$  más bajos de cada día sucedieron a medianoche y los más altos en la tarde (Fig. 3g). Los valores de  $\text{FCO}_2$  fueron muy bajos con vientos débiles a pesar de los valores altos de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  (e.g., 650  $\mu\text{atm}$ ) (Fig. 3c, e, g). La densidad espectral mayor para la velocidad del viento ( $U_{10}$ ) y el  $\text{FCO}_2$  estuvo centrada en una frecuencia de  $\sim 1$  ciclo por día, mientras que para la TSM y la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  estuvo centrada en  $\sim 0.25$  ciclos por día (periodo de  $\sim 4$  d) (Fig. 3). Tanto la  $U_{10}$  como el  $\text{FCO}_2$  tuvieron un segundo pico de densidad espectral centrado en  $\sim 2$  ciclos por día ( $\sim 0.5$  d) (Fig. 3c, d, g, h). La TSM y la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  no mostraron un componente de variación significativo en las frecuencias superiores a  $\sim 0.67$  ciclo por día ( $\sim 1.5$  d).



significant component of variation at frequencies higher than  $\sim 0.67$  cycles per day ( $\sim 1.5$ -d period).

During the first  $\sim 25$  d of the April–May time series (Fig. 4),  $\Delta p\text{CO}_2$  was mostly positive (not illustrated), and  $\text{FCO}_2$  showed small positive values close to equilibrium ( $< 0.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) in spite of the relatively high  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  values (range:  $400\text{--}600 \mu\text{atm}$ ) (Fig. 4e, g). The  $\text{FCO}_2$  values during this first period were close to equilibrium because  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  was high when wind speed was under  $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , and they were close to  $p\text{CO}_{2\text{A}}$  when winds were relatively strong ( $> 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Fig. 4c, e, g). In other words, during these first 25 d there was no correlation between wind speed and  $p\text{CO}_{2\text{W}}$ . In the following  $\sim 10$  d, upwelling was intense (SST was  $< 11^\circ\text{C}$ ), and  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  values ( $400\text{--}800 \mu\text{atm}$ ) were in general higher than during the previous days. This resulted in some large positive  $\text{FCO}_2$  values (range:  $0.01$  to  $\sim 3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ), and large  $\text{FCO}_2$  high-frequency variation in relation to wind variation (from  $< 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  to  $> 11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Fig. 4c, e, g). During the last 26 d of this April–May time series,  $\Delta p\text{CO}_2$  was mostly negative (not illustrated), and  $\text{FCO}_2$  showed small negative values close to equilibrium (from  $\sim 0.0$  to  $-0.3 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ). At the beginning of this last 26-d segment,  $\Delta p\text{CO}_2$  reached high negative values, down to  $-170 \mu\text{atm}$ , but  $\text{FCO}_2$  was close to equilibrium, again, because of weak winds (up to  $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Fig. 6c, g). During these 2 months SST,  $U_{10}$ , and  $\text{FCO}_2$  had significant components of variation at  $\sim 1$ - and  $\sim 0.5$ -d periods. For  $U_{10}$  and  $\text{FCO}_2$ , diurnal and semidiurnal components of variation were the largest, with significant but much smaller low-frequency variations (corresponding to  $\sim 3$ ,  $\sim 6$ , and  $\sim 15$ -d periods for  $\text{FCO}_2$ ). The  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  time series had very small components of variation at  $\sim 1$ - and  $\sim 0.5$ -d periods. The largest spectral density for SST and  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  was at  $\sim 0.07$  cycles per day ( $\sim 15$ -d period, possibly related to the upwelling intensification–relaxation sequence).

The 7-month time series showed that during March–June SST minima were  $< 11^\circ\text{C}$ , indicative of very strong upwelling events (Fig. 5a). In August and September SST maximum values increased by  $\sim 2^\circ\text{C}$  with respect to the maximum values from previous months, yet minima were still under  $13^\circ\text{C}$  (Fig. 5a), which indicates upwelling events during late summer, although less intense. The  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  ranges were larger in spring (from the lowest minima of  $\sim 220 \mu\text{atm}$  up to the highest maxima of  $\sim 870 \mu\text{atm}$ ) than in summer (from the lowest minima of  $\sim 300 \mu\text{atm}$  up to the highest maxima of  $\sim 590 \mu\text{atm}$ ) (Fig. 5e), indicating the strongest upwelling events occurred during spring. The  $\text{FCO}_2$  values, both positive and negative, were larger in spring (from  $-0.5$  to  $3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) than in summer (from  $-0.1$  to  $1.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) (Fig. 5g) because of the more extreme  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  values during spring, but also the larger  $U_{10}$  values (Fig. 5c, e). Furthermore, the  $\text{FCO}_2$  large positive values persisted much longer in spring than in summer (Fig. 5g). At the

Durante los primeros 25 d de la serie de tiempo de abril a mayo (Fig. 4), la  $\Delta p\text{CO}_2$  fue mayormente positiva (no ilustrado) y el  $\text{FCO}_2$  presentó valores positivos pequeños cerca del equilibrio ( $< 0.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) a pesar de los valores de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  relativamente altos (rango:  $400\text{--}600 \mu\text{atm}$ ) (Fig. 4e, g). Los valores de  $\text{FCO}_2$  durante este primer periodo estaban cerca del equilibrio debido a que la  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  fue alta cuando la velocidad del viento estaba por debajo de  $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  y estaba cerca de los valores de  $p\text{CO}_{2\text{A}}$  cuando los vientos eran relativamente fuertes (hasta  $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Fig. 4c, e, g). En otras palabras, durante estos primeros 25 d no hubo correlación entre la velocidad del viento y  $p\text{CO}_{2\text{W}}$ . En los siguientes  $\sim 10$  d, la surgencia fue intensa (TSM fue  $< 11^\circ\text{C}$ ), y los valores de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  ( $400\text{--}800 \mu\text{atm}$ ) fueron, en general, más altos que los días anteriores. Esto resultó en algunos valores de  $\text{FCO}_2$  positivos grandes (rango:  $0.01$  a  $\sim 3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) y una variación amplia de alta frecuencia del  $\text{FCO}_2$  relacionada con la variación del viento (desde  $< 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  hasta  $> 11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Fig. 4c, e, g). Durante los últimos 26 d de estos 2 meses (abril y mayo), la  $\Delta p\text{CO}_2$  fue mayormente negativa (no ilustrado) y el  $\text{FCO}_2$  tuvo valores negativos pequeños cerca del equilibrio (de  $\sim 0.0$  a  $-0.3 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ). Al comienzo de estos 26 d, la  $\Delta p\text{CO}_2$  alcanzó valores negativos altos, hasta de  $-170 \mu\text{atm}$ , pero el  $\text{FCO}_2$  estuvo cerca del equilibrio también debido a los vientos débiles (sólo hasta  $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Fig. 6c, g). Durante estos 2 meses, la TSM, la  $U_{10}$  y el  $\text{FCO}_2$  tuvieron componentes de variación significativos en periodos de  $\sim 1$  y  $\sim 0.5$  d. Para la  $U_{10}$  y el  $\text{FCO}_2$ , los componentes de variación diurnos y semidiurnos fueron los más grandes, con variaciones de baja frecuencia significativas, pero mucho menores (correspondientes a periodos de  $\sim 3$ ,  $\sim 6$  y  $\sim 15$  d para el  $\text{FCO}_2$ ). La serie de tiempo de la  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  tuvo componentes de variación muy bajos en periodos de  $\sim 1$  y  $\sim 0.5$  d. La densidad espectral más grande para la TSM y la  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  fue de  $\sim 0.07$  ciclos por día ( $\sim 15$  d, posiblemente relacionado con la secuencia de intensificación y relajamiento de surgencias).

Las series de 7 meses muestran que durante los meses de marzo a junio los mínimos de la TSM fueron  $< 11^\circ\text{C}$ , indicativos de eventos de surgencias muy intensas (Fig. 5a). Los máximos de TSM incrementaron hasta  $\sim 2^\circ\text{C}$  en agosto y septiembre con respecto a los meses anteriores, pero los mínimos eran todavía menores que  $13^\circ\text{C}$  (Fig. 5a), lo que indica que también ocurrieron episodios de surgencias a finales del verano, aunque con menor intensidad. Los rangos de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  fueron más grandes en la primavera (desde los mínimos más bajos de  $\sim 220 \mu\text{atm}$  hasta los máximos más altos de  $\sim 870 \mu\text{atm}$ ) que en el verano (desde los mínimos más bajos de  $\sim 300 \mu\text{atm}$  hasta los máximos más altos de  $\sim 590 \mu\text{atm}$ ) (Fig. 5e), que indica que los eventos de surgencias más fuertes sucedieron en primavera. El  $\text{FCO}_2$  tuvo valores más altos, tanto positivos como negativos, durante la primavera (de  $-0.5$  a  $3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) que durante el verano (de  $-0.1$  a  $1.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ) (Fig. 5g) debido a los valores de  $p\text{CO}_{2\text{W}}$  más extremos durante la primavera, pero

7-month scale all 4 variables (SST,  $U_{10}$ ,  $pCO_{2w}$ , and  $FCO_2$ ) had significant components of variation at  $\sim 1$ - and  $\sim 0.5$ -d periods (Fig. 5b, d, f, h). The largest component of variation was the diurnal one for SST,  $U_{10}$ , and  $FCO_2$  (Fig. 5b, d, h), though  $pCO_{2w}$  showed the largest variation at the 17- and 28-d periods (Fig. 5f).

There were significant differences in  $pCO_{2w}$  and  $FCO_2$  when comparing periods under different conditions (i.e., day vs night, upwelling intensification vs upwelling relaxation, strong vs weak upwelling seasons, El Niño vs La Niña, and the Blob vs no Blob). In all types of comparisons, the Bayesian  $t$  test for  $pCO_{2w}$  and  $FCO_2$  showed high probability that the medians of the groups were credibly different from each other.

When taking our whole data set, the  $FCO_2$  integral and the corresponding standard error for each period (Fig. 2d) were as follows: “normal 1”,  $-4.7 \pm 0.02 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; El Niño 1,  $-57.0 \pm 0.01 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; La Niña,  $257.0 \pm 0.03 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; “normal 2”,  $2.2 \pm 0.02 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; and the Blob,  $18.4 \pm 0.01 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ . For the “normal 1” period, we had data for only 11 months and the  $pCO_{2w}$  range was smaller ( $\sim 300$  to  $400 \text{ }\mu\text{atm}$ ) than for the “normal 2” period ( $\sim 300$  to  $550 \text{ }\mu\text{atm}$ ), with the “normal 2” period presenting few  $\sim 700 \text{ }\mu\text{atm}$  values during intense upwelling (Fig. 2b); this may explain the large difference between these 2 periods.

The  $FCO_2$  averages for the day and night periods during strong upwelling seasons were  $0.09 \pm 0.09 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  and  $0.03 \pm 0.006 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ , respectively. During the weak upwelling seasons  $FCO_2$  averages were  $-0.03 \pm 0.00 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  for the day, and  $-0.02 \pm 0.00 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  for the night. In both cases there were significant differences between day and night.

## DISCUSSION

Ocean  $CO_2$  outgassing is fast; it occurs during the first hours after the upwelled water reaches the surface (Turi et al. 2014). At first, rising waters are supersaturated with respect to atmospheric  $CO_2$  (high  $pCO_{2w}$ ) but may quickly become undersaturated if a phytoplankton bloom occurs (Simpson and Zirino 1980). At our MAPCO<sub>2</sub> location, during these first hours, the effects of outgassing and phytoplankton carbon uptake contributed to the reduction of  $pCO_{2w}$ . When upwelling relaxed,  $pCO_{2w}$  was low; it is possible that photosynthesis was high, continued that way for 4 to 5 days (see Lara-Lara et al. 1980), and decreased  $pCO_{2w}$  even more, causing negative  $FCO_2$  values. During relaxation, gas exchange (negative  $FCO_2$ ) and photosynthesis have opposite effects on  $pCO_{2w}$ , yielding relatively small negative  $\Delta pCO_2$  values. This explains the larger maximum  $FCO_2$  values compared to the absolute values of the negative ones (Fig. 2d). During the most intense outgassing (May 2011, Fig. 2d),  $FCO_2$  was

también valores de  $U_{10}$  más altos (Fig. 5c, e). Además, los valores de  $FCO_2$  positivos grandes de primavera duraron mucho más que los de verano (Fig. 5g). En la escala de 7 meses, las 4 variables (TSM,  $U_{10}$ ,  $pCO_{2w}$  y  $FCO_2$ ) tuvieron componentes de variación significativos en periodos de  $\sim 1$  y  $\sim 0.5$  d (Fig. 5b, d, f, h). El componente de variación diurno fue más grande para la TSM, la  $U_{10}$  y el  $FCO_2$  (Fig. 5b, d, h), pero la  $pCO_{2w}$  presentó la variación mayor en los periodos de 17 y 28 d (Fig. 5f).

Hubieron diferencias significativas en la  $pCO_{2w}$  y el  $FCO_2$  cuando se compararon periodos bajo diferentes condiciones (i.e., día vs noche, intensificación vs relajamiento de surgencia, temporadas de surgencias intensas vs surgencias débiles, ciclos ENOS y Blob vs ausencia de Blob). Para todo tipo de comparaciones, la prueba  $t$  bayesiana para la  $pCO_{2w}$  y el  $FCO_2$  mostró una probabilidad alta de que las medianas de los grupos fueran creíblemente diferentes entre sí.

Tomando todo nuestro conjunto de datos, las integrales de  $FCO_2$ , y su error estándar, para cada periodo (Fig. 2d) fueron las siguientes: “normal 1”,  $-4.7 \pm 0.02 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; El Niño 1,  $-57.0 \pm 0.01 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; La Niña,  $257.0 \pm 0.03 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; “normal 2”,  $2.2 \pm 0.02 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ ; y Blob,  $18.4 \pm 0.01 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}$ . Sólo se tuvieron datos de 11 meses para el periodo “normal 1”, como se indicó anteriormente, y el rango de  $pCO_{2w}$  fue más estrecho ( $\sim 300$  a  $400 \text{ }\mu\text{atm}$ ) que el del periodo “normal 2” ( $\sim 300$  a  $550 \text{ }\mu\text{atm}$ ), presentando este último algunos valores de  $\sim 700 \text{ }\mu\text{atm}$  durante la surgencia intensa (Fig. 2b); esto puede explicar la gran diferencia entre estos 2 periodos.

Los promedios de  $FCO_2$  para el día y la noche durante la temporada de surgencias intensas fueron  $0.09 \pm 0.09 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  y  $0.03 \pm 0.006 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ , respectivamente. Durante la temporada de surgencias débiles los promedios de  $FCO_2$  fueron  $-0.03 \pm 0.00 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  para el día y  $-0.02 \pm 0.00 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  para la noche. En ambos casos, hubieron diferencias significativas entre el día y la noche.

## DISCUSIÓN

La desgasificación del  $CO_2$  en el océano es rápida; ocurre durante las primeras horas después de que el agua alcanza la superficie (Turi et al. 2014). Inicialmente, las aguas ascendentes están sobresaturadas con respecto al  $CO_2$  atmosférico ( $pCO_{2w}$  alta), pero pueden volverse rápidamente no saturadas si ocurre un florecimiento fitoplanctónico (Simpson y Zirino 1980). En la localidad de nuestra boya MAPCO<sub>2</sub>, durante estas primeras horas de la surgencia, la desgasificación y el consumo de carbono por el fitoplancton añadieron sus efectos para reducir la  $pCO_{2w}$ . Cuando se relajó la surgencia, la  $pCO_{2w}$  era baja; posiblemente, la fotosíntesis era alta, continuó así por 4 a 5 d (ver Lara-Lara et al. 1980) y disminuyó aún más la  $pCO_{2w}$ , lo que causó valores negativos de  $FCO_2$ . Durante el relajamiento, el intercambio de gases ( $FCO_2$

~40 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>, whereas phytoplankton integrated production was >1 g·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Sosa-Ávalos et al. 2010), equivalent to >80 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>; this indicates that photosynthesis is a stronger process than outgassing in the reduction of pCO<sub>2w</sub>.

There was a strong dependence of FCO<sub>2</sub> on U<sub>10</sub>, through the gas transfer velocity ( $k$ ), as expressed by Liss and Merlivat (1986) and Takahashi et al. (2002). Reyes and Parés (1983) reported that wind data from our study area show the highest energies at diurnal and semidiurnal frequencies, giving evidence of the sea-land breeze and free-convection processes. When estimating FCO<sub>2</sub>, ΔpCO<sub>2</sub> is to the first power, and when estimating  $k$ , U<sub>10</sub> is to the second power; thus, wind speed has a larger impact than ΔpCO<sub>2</sub> on the estimates of FCO<sub>2</sub> (Wanninkhof 2014).

The upwelling intensification–relaxation sequence off northern Baja California, with periods of about 2 weeks (Lara-Lara et al. 1980, Álvarez-Borrego and Álvarez-Borrego 1982), explains why the SST and pCO<sub>2w</sub> spectral analyses showed components of variation with periods of ~15 d (Fig. 5b, f). However, SST had a very broad spectral band, probably because upwelling intensification and relaxation events are not always equal in magnitude. Álvarez-Borrego and Álvarez-Borrego (1982), using SST data, reported the occurrence of 10 intense upwelling intensification–relaxation events during 1979 at a site located 200 km south of our sampling point, with the most intense events occurring in July, when minimum surface temperatures were <11.0 °C. Timing of the relative intensity of upwelling events therefore depends on the physiography and ocean dynamics of each particular coastal location.

Under warm conditions, the effect of upwelling is relatively weak, surface nutrients and dissolved inorganic carbon reach relatively low values, and phytoplankton abundance is low (Torres-Moye and Álvarez-Borrego 1987, Borges et al. 2005, Müller-Karger et al. 2005), and this explains our relatively small pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> ranges during El Niño. The 2009–2010 El Niño event was of the central Pacific type (or El Niño Modoki) (Ashok et al. 2007, Lee and McPhaden 2010). Mirabal-Gómez et al. (in press) reported that phytoplankton biomass off San Diego, California, was lower during El Niño 2009–2010 than in 2011. According to Fiechter et al. (2014), pCO<sub>2w</sub> values are lower during El Niño Modoki than during “normal” conditions.

During El Niño Modoki and the Blob events, SST was high and CO<sub>2</sub> solubility was low. In the case of El Niño, this was due to the presence of warmer, high-salinity water from the equatorial Pacific (Schneider et al. 2005). The Blob was a phenomenon with local heating of surface waters in the northeastern Pacific (Bond et al. 2015). During El Niño, upwelling and some carbon uptake took place, but SSTs were higher and photosynthesis was lower than during “normal” conditions. Our FCO<sub>2</sub> data for the Blob in 2014 only covered

negativo) y la fotosíntesis tienen efectos opuestos sobre la pCO<sub>2w</sub>, lo que causa valores negativos relativamente pequeños de ΔpCO<sub>2</sub>. Esto explica los valores máximos mayores de FCO<sub>2</sub> comparados con los valores absolutos de los negativos (Fig. 2d). En el caso de la desgasificación intensa (mayo de 2011, Fig. 2d), el FCO<sub>2</sub> fue de ~40 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>, mientras que la producción integrada de fitoplancton fue de hasta >1 g·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Sosa-Ávalos et al. 2010), equivalente a >80 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>; esto indica que la fotosíntesis es un proceso más fuerte que la desgasificación en la reducción de la pCO<sub>2w</sub>.

El FCO<sub>2</sub> dependió fuertemente de U<sub>10</sub>, a través de la velocidad de transferencia de gas ( $k$ ), como lo expresaron Liss y Merlivat (1986) y Takahashi et al. (2002). Reyes y Parés (1983) reportaron que los datos de viento de nuestra área de estudio muestran las energías más altas en las frecuencias diurnas y semidiurnas, lo que muestra evidencia de la brisa del mar hacia la tierra y de los procesos de convección libre. Al estimar el FCO<sub>2</sub>, la ΔpCO<sub>2</sub> es a la primera potencia, y al estimar  $k$ , la U<sub>10</sub> es a la segunda potencia; por tanto, la velocidad del viento tiene un mayor impacto que la ΔpCO<sub>2</sub> en las estimaciones del FCO<sub>2</sub> (Wanninkhof 2014).

La secuencia de intensificación y relajamiento de las surgencias frente al norte de Baja California, con periodos de alrededor de 2 semanas (Lara-Lara et al. 1980, Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego 1982) explica por qué los análisis espectrales de la TSM y la pCO<sub>2w</sub> mostraron componentes de variación con periodos de ~15 d (Fig. 5b, f). Sin embargo, la TSM presentó una banda espectral muy amplia que pudo haber sido causada por el hecho de que los eventos de intensificación y relajamiento de las surgencias no son siempre iguales en magnitud. Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego (1982) utilizaron datos de TSM para reportar la ocurrencia de 10 eventos de intensificación y relajamiento de surgencias durante 1979 en un sitio localizado a 200 km al sur de nuestro punto de muestreo, siendo el más intenso en julio cuando las temperaturas superficiales mínimas fueron <11.0 °C. Por tanto, el tiempo de la intensidad relativa de los eventos de surgencia depende de la fisiografía y la dinámica oceánica de cada ubicación costera particular.

Bajo condiciones cálidas, el efecto de las surgencias es relativamente débil, los nutrientes superficiales y el carbono inorgánico disuelto alcanzan valores relativamente bajos y la abundancia del fitoplancton es baja (Torres-Moye y Álvarez-Borrego 1987, Borges et al. 2005, Müller-Karger et al. 2005), y esto explica nuestros rangos de pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> relativamente pequeños durante El Niño. El Niño de 2009–2010 fue del tipo Pacífico central (o El Niño Modoki) (Ashok et al. 2007, Lee y McPhaden 2010). Mirabal-Gómez et al. (en prensa) reportó que la biomasa del fitoplancton fue menor durante El Niño 2009–2010 que en 2011 para el área frente a San Diego, California. Según Fiechter et al. (2014), los valores de pCO<sub>2w</sub> durante El Niño Modoki son más bajos que durante condiciones “normales”.

the weak upwelling season, and local warming and reduced  $\text{CO}_2$  solubility resulted in  $\text{CO}_2$  outgassing. The El Niño 2015 was of the eastern Pacific type and its effect on our study area started in April of that year ([www.ospo.noaa.gov](http://www.ospo.noaa.gov)). This El Niño added its effect to that of the Blob causing lower  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  maxima than in 2014 (Fig. 2b).

The largest  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  and  $\text{FCO}_2$  variations (i.e., 131–864  $\mu\text{atm}$ ) in our time series occurred under La Niña conditions. During this period,  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  and  $\text{FCO}_2$  maxima were higher, and minima were lower, than during all the other periods. Evans et al. (2011, 2015) reported fluctuating  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  values between 1,200 and  $<200 \mu\text{atm}$  for the Oregon coastal upwelling region under La Niña conditions. Compared to what happens under “normal” and warm conditions, during La Niña, the upwelling effect is stronger because water comes from deeper layers and is more enriched with dissolved inorganic carbon and nutrients, and this enhances  $\text{CO}_2$  outgassing (Ishii et al. 2009, Heinze et al. 2015) and increases photosynthetic carbon uptake (Barber and Chavez 1983). Our highest  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  values under La Niña conditions were about twice the equilibrium value, whereas most of the lowest values were around half that of equilibrium. Positive  $\Delta\text{pCO}_2$  values were greater than absolute negative values, yielding larger positive than negative  $\text{FCO}_2$  values.

Carbon uptake by photosynthesis is greater during relaxation than during intensification of upwelling events because phytoplankton uses nutrients more effectively during relaxation conditions (Barber and Ryther 1969, Lara-Lara et al. 1980, Wilkerson et al. 2006, Evans et al. 2015). Therefore, when upwelling was intense, both  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  and  $\text{FCO}_2$  were high and carbon uptake was possibly low. When upwelling relaxed,  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  was low and  $\text{FCO}_2$  was negative, while carbon uptake was possibly high (e.g., several events in March–June, 2011) (Figs. 3–5).

It is important to consider the location of our buoy for concluding on the role of the area as a source or sink of carbon. Strictly speaking, the results of this work are only representative of this location. Extrapolating these results to a larger area is less reliable because variations through time depend on the location of the moored buoy. Pennington et al. (2010) illustrated the variation of  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  and  $\text{FCO}_2$  off Monterey Bay, from coastal to offshore waters; they observed that  $\text{FCO}_2$  was negative (air to water) near the coast and further offshore, but it was strongly positive ( $\sim 1.0 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ ) at  $\sim 20 \text{ km}$  from the coast. The mean  $\text{FCO}_2$  value at our sampling site (5 km from the coast) for the sampled period (2008–2014) was  $0.04 \pm 0.02 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ , with a large positive integrated value for La Niña period and a relatively large negative value for El Niño 1. Nonetheless, our  $\text{FCO}_2$  average value is very small and close to equilibrium compared to the  $\text{FCO}_2$  values for the large oceanic  $\text{CO}_2$  sinks and sources ( $\sim 10 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; North Atlantic and Equatorial Pacific, respectively), as shown by Takahashi et

Durante los episodios de El Niño Modoki y el Blob, la TSM fue mayor y la solubilidad de  $\text{CO}_2$  fue menor. En el caso de El Niño, esto se debió a la presencia de agua del Pacífico ecuatorial, más cálida y con mayor salinidad (Schneider et al. 2005). El Blob fue un fenómeno de calentamiento local de las aguas superficiales del Pacífico noroeste (Bond et al. 2015). Durante El Niño hubieron surgencias y algo de absorción de carbono, aunque con las TSM más altas y menor fotosíntesis que durante condiciones “normales”. Nuestros datos de  $\text{FCO}_2$  para el Blob de 2014 sólo cubrieron la estación de surgencias débiles, y con el calentamiento local y la solubilidad reducida de  $\text{CO}_2$ , hubo desgasificación de  $\text{CO}_2$ . El efecto conjunto del Blob y El Niño del tipo Pacífico oriental, que inició en abril de 2015, provocó un efecto más intenso en la depresión de las surgencias y máximos menores de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  que lo sucedido en 2014 (Fig. 2b).

Las variaciones más grandes de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  y  $\text{FCO}_2$  (i.e., 131–864  $\mu\text{atm}$ ) de nuestras series de tiempo se produjeron con las condiciones de La Niña. Durante este periodo, los valores máximos de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  y  $\text{FCO}_2$  fueron mayores y los mínimos fueron menores que en todos los demás periodos. Evans et al. (2011, 2015) reportaron valores de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  de entre 1,200 y  $<200 \mu\text{atm}$  para la región de surgencias frente a la costa de Oregón bajo condiciones de La Niña. En comparación con lo que ocurre durante condiciones “normales” y cálidas, durante La Niña, el efecto de surgencias es más fuerte debido a que el agua proviene de capas más profundas, más enriquecidas con carbono inorgánico disuelto y nutrientes, y esto aumenta la desgasificación de  $\text{CO}_2$  (Ishii et al. 2009, Heinze et al. 2015) y aumenta la asimilación de carbono por fotosíntesis (Barber y Chávez 1983). Los valores de  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  más altos bajo condiciones de La Niña fueron aproximadamente el doble del valor de equilibrio, mientras que la mayoría de los valores más bajos fueron de alrededor de la mitad de los de equilibrio. Los valores positivos del  $\Delta\text{pCO}_2$  fueron mayores que los valores absolutos negativos, lo que ocasionó que los valores positivos de  $\text{FCO}_2$  fueran mayores que los valores negativos.

La asimilación de carbono por fotosíntesis es mayor durante el relajamiento de la surgencia que durante la intensificación, porque el fitoplancton usa los nutrientes de manera más efectiva durante el relajamiento (Barber y Ryther 1969, Lara-Lara et al. 1980, Wilkerson et al. 2006, Evans et al. 2015). Por tanto, cuando la surgencia fue intensa, tanto la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  como el  $\text{FCO}_2$  fueron altos y posiblemente la asimilación fotosintética de carbono fue baja. Durante el relajamiento de la surgencia, la  $\text{pCO}_{2\text{w}}$  fue baja y el  $\text{FCO}_2$  fue negativo, mientras que la asimilación de carbono fue posiblemente alta (e.g., varios eventos en marzo–junio de 2011) (Figs. 3–5).

Es importante considerar la ubicación de la boya para hacer una conclusión sobre el papel de la zona como fuente o sumidero de carbono. Estrictamente hablando, los resultados de este trabajo son sólo representativos de este punto. La

al. (2009). Hernández-Ayón et al. (2010) used “ships of opportunity” to study the CO<sub>2</sub> air-sea exchange off Baja California in the period 1993–2001 and concluded that, on average, this area is in equilibrium, which is in agreement with our results.

We estimated the pH ranges that correspond to our pCO<sub>2w</sub> ranges. As Park (1969) indicated, knowing any 2 variables of the CO<sub>2</sub> system (pH, total alkalinity, dissolved inorganic carbon, pCO<sub>2w</sub>), it is possible to calculate the whole dissolved inorganic carbon system (including HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, percent saturation of calcite, etc.). Thus, we used Lee et al.’s (2006) global relationships (the expression for their oceanic region 1) to calculate total alkalinity values as a function of salinity, and with this property and pCO<sub>2w</sub> we estimated the corresponding pH values. As mentioned above, the extreme pCO<sub>2w</sub> values were 131 and 864 µatm and the corresponding pH values are 8.56 and 7.86 in the NBS scale; the equilibrium pH value for a pCO<sub>2a</sub> of 400 µatm is 8.18. These pH values are 8.38, 7.68, and 7.99, respectively, in the seawater scale. The extreme pH values resulted from processes that occurred from below the surface (upwelling and photosynthesis) and only lasted for short periods of time (Fig. 2b). Organisms that dwell in these coastal waters have adapted during millennia to these kind of wide pH ranges. However, as anthropogenic input of CO<sub>2</sub> to the atmosphere continues, the pH equilibrium value around which these extreme values fluctuate will decrease, and this could have an impact on the biota.

In summary, processes such as sea breeze, upwelling events, seasonal cycles, ENSO cycles, and the Blob caused significant variations in pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> at our sampling site in the coastal region of the central California Current System, with periods ranging from semidiurnal to interannual time frames. Processes that enrich the euphotic zone, such as upwelling and La Niña events, caused the largest variability of pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub>. In 2010–2011, under La Niña conditions, pCO<sub>2w</sub> and FCO<sub>2</sub> maximum values were higher, and minima were lower, than under “normal,” El Niño, and/or Blob conditions, with a pCO<sub>2w</sub> range of 131 to 864 µatm and an FCO<sub>2</sub> range of –6.9 to 40.4 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>. The FCO<sub>2</sub> range during the Blob was from near equilibrium to ~2.5 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>. On average, the system was a very weak source of CO<sub>2</sub> to the atmosphere during the study period.

## ACKNOWLEDGMENTS

The National Council for Science and Technology (CONACYT, Mexico) supported the development of project CB-2011-01-167361. The first author received a PhD grant from CONACYT. We thank Carmen Bazán-Guzmán and Martín De-la-Cruz-Orozco for their technical support. The constructive comments of 3 anonymous reviewers helped us to significantly improve our contribution.

extrapolación de estos resultados a un área mayor es menos confiable ya que las variaciones a través del tiempo dependen de la ubicación de la boya anclada. Pennington et al. (2010) ilustraron las variaciones de la pCO<sub>2w</sub> y el FCO<sub>2</sub> frente a la bahía de Monterey, desde aguas costeras hasta aguas oceánicas, y observaron que el FCO<sub>2</sub> fue negativo (del aire al agua) cerca de la costa y en la parte más alejada de la costa, pero fue fuertemente positivo (~1.0 mol C·m<sup>-2</sup>·año<sup>-1</sup>) a ~20 km de la costa. El FCO<sub>2</sub> promedio en la localidad de nuestra boya (5 km de la costa) para el periodo muestreado (2008–2014) fue 0.04 ± 0.02 mol C·m<sup>-2</sup>·año<sup>-1</sup>, con un valor positivo integrado grande para el periodo de La Niña y un valor negativo relativamente grande para El Niño 1. Sin embargo, nuestro valor de FCO<sub>2</sub> promedio es muy pequeño y cercano al equilibrio comparado con los valores de FCO<sub>2</sub> para los grandes sumideros y fuentes de CO<sub>2</sub> oceánicos (hasta ~10 mol C·m<sup>-2</sup>·año<sup>-1</sup>) (Atlántico norte y Pacífico ecuatorial, respectivamente), como lo mostraron Takahashi et al. (2009). Hernández-Ayón et al. (2010) utilizaron “cruceros de oportunidad” para estudiar el intercambio de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera frente a Baja California en el periodo 1993–2001 y concluyeron que, según el promedio total, esta área está en equilibrio, lo que concuerda con nuestros resultados.

Se estimaron los rangos de pH que se corresponden con nuestros rangos de pCO<sub>2w</sub>. Como indicó Park (1969), conociendo 2 variables del sistema de CO<sub>2</sub> (pH, alcalinidad total, carbono inorgánico disuelto, pCO<sub>2w</sub>), es posible calcular el sistema completo (incluyendo HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, porcentaje de saturación de calcita, etc.). Por lo tanto, se usaron las relaciones globales de Lee et al. (2006) (la expresión para su región oceánica 1) para calcular los valores de alcalinidad total en función de la salinidad, y con esta propiedad y pCO<sub>2w</sub> se estimaron los valores de pH correspondientes. Como se mencionó anteriormente, los valores extremos de pCO<sub>2w</sub> fueron 131 y 864 µatm, y los valores de pH correspondientes a éstos fueron 8.56 y 7.86 en la escala NBS; el valor del pH de equilibrio para una pCO<sub>2a</sub> de 400 µatm fue 8.18. Estos valores de pH son 8.38, 7.68 y 7.99, respectivamente, en la escala de agua de mar. Los valores extremos de pH resultaron de procesos que ocurrieron por debajo de la superficie (surgencia y fotosíntesis) y sólo duraron tiempos cortos (Fig. 2b). Los organismos que habitan en estas aguas costeras se han adaptado durante milenios a este rango amplio de pH. Sin embargo, a medida que continúa entrando el CO<sub>2</sub> antropogénico en la atmósfera, el valor de equilibrio del pH en torno al cual fluctúan estos valores extremos va a disminuir, y esto podría tener un impacto en la biota.

En resumen, procesos tales como brisas marinas, eventos de surgencias, ciclos estacionales, ciclos ENOS y el Blob, causaron variaciones significativas en la pCO<sub>2w</sub> y el FCO<sub>2</sub> en nuestro sitio de muestreo en la región costera central del Sistema de la Corriente de California, con periodos desde semidiurno hasta interanual. Los procesos que enriquecen la



## REFERENCES

- Álvarez-Borrego J, Álvarez-Borrego S. 1982. Temporal and spatial variability of temperature in two coastal lagoons. *CalCOFI Rep.* 23: 188–197.
- Álvarez-Borrego S. 2004. Nutrient and phytoplankton dynamics in a coastal lagoon strongly affected by coastal upwelling = Dinámica de nutrientes y fitoplancton en una laguna costera fuertemente afectada por surgencias costeras. *Cienc. Mar.* 30(1A): 1–19.
- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112: C11007.  
<http://www.dx.doi.org/10.1029/2006JC003798>
- Bååth R. 2014. Bayesian First Aid: A Package that Implements Bayesian Alternatives to the Classical\*.test Functions in R. In the proceedings of User! The International R User Conference. June 30 - July 3. Los Angeles.
- Bates NR, Astor YM, Church MJ, Currie K, Dore JE, González-Dávila M, Lorenzoni L, Müller-Karge F, Olafsson J, Santana-Casiano J. 2014. A time series view of changing ocean chemistry due to ocean uptake of anthropogenic CO<sub>2</sub> and ocean acidification. *Oceanog.* 27(1): 126–141.  
<http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.16>
- Barber RT, Chavez F. 1983. Biological consequences of El Niño. *Science* 222: 1203–1210.
- Barber RT, Ryther JH. 1969. Organic chelators: factors affect primary production in the Cromwell Current upwelling. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 3: 191–199.
- Bond NA, Cronin MF, Freeland H, Mantua N. 2015. Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 42(9): 3414–3420.  
<http://dx.doi.org/10.1002/2015GL063306>
- Borges AV, Delille B, Frankignoulle M. 2005. Budgeting sinks and sources of CO<sub>2</sub> in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophys. Res. Lett.* 32(14): L14601.  
<http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023053>
- Chavez FP, Takahashi T, Cai WJ, Friederich G, Hales B, Wanninkhof R, Feely RA. 2007. Coastal Oceans. In: 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.* National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center, Asheville, NC, pp. 149–156.
- DeGrandpe M, Hammar T, Wirick C. 1998. Short-term pCO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> dynamics in California coastal waters. *Deep-Sea Res. II* 45: 1557–1575.
- De La Cruz-Orozco ME, Valdez-Holguín JE, Gaxiola-Castro G, Mariano-Matías M, Espinosa-Carreón TL. 2010. Flujos de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera. In: 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.* Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico, pp. 165–179.
- Di Lorenzo E, Mantua N. 2016. Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nat. Clim. Change* 6: 1042–1047.  
<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate3082>
- Evans W, Hales B, Strutton PG. 2011. Seasonal cycle of surface ocean pCO<sub>2</sub> on the Oregon Shelf. *J. Geophys. Res.* 116(C5): C05012.  
<http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006625>
- zona eufótica, como fenómenos de surgencias y de La Niña, causaron la variabilidad mayor de la pCO<sub>2w</sub> y del FCO<sub>2</sub>. En 2010-2011, bajo condiciones de La Niña, los valores máximos de pCO<sub>2w</sub> y FCO<sub>2</sub> fueron mayores y los mínimos fueron menores que bajo condiciones “normales”, El Niño y/o el Blob, con un rango de pCO<sub>2w</sub> de 131 a 864 µatm y de FCO<sub>2</sub> de –6.9 a 40.4 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>. El intervalo de FCO<sub>2</sub> durante el Blob fue desde cerca del equilibrio hasta ~2.5 mmol C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>. En promedio, el sistema fue una fuente muy débil de CO<sub>2</sub> a la atmósfera durante el periodo de estudio.
- ## AGRADECIMIENTOS
- El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México) apoyó el desarrollo del proyecto CB-2011-01-167361. El CONACYT apoyó a la primera autora con una beca de doctorado. Los comentarios constructivos de 3 revisores anónimos nos ayudaron a mejorar significativamente nuestra contribución.
- 
- Evans W, Hales B, Strutton PG, Shearman RK, Barth JA. 2015. Failure to bloom: Intense upwelling results in negligible phytoplankton response and prolonged CO<sub>2</sub> outgassing over the Oregon shelf. *J. Geophys. Res.* 120(3): 1446–1461.  
<http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010580>
- Fargion GS. 1989. Physical and biological patterns during El Niño and non-El Niño episodes in the California Current. Dissertation, University of California San Diego, San Diego, California. 145 pp.
- Fiechter J, Curchitser E, Edwards C, Chai F, Goebel N, Chavez F. 2014. Air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the California Current: Impacts of model resolution and coastal topography. *Global Biogeochem. Cycles* 28(4): 371–385.  
<http://dx.doi.org/10.1002/2013GB004683>
- Friederich GE, Brewer PG, Herliem R, Chavez F. 1995. Measurement of sea surface partial pressure of CO<sub>2</sub> from a moored buoy. *Deep-Sea Res.* 42: 1175–1186.
- Friederich GE, Walz P, Burczynski M, Chavez F. 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, Strutton PG, Saraceno M, Letelier R, Takahashi T, Feely R, Sabine C, Chavez F. 2012. Satellite-based prediction of pCO<sub>2</sub> in coastal waters of the eastern North Pacific. *Prog. Oceanogr.* 103: 1–15.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2012.03.001>
- Heinze C, Meyer S, Goris N, Anderson L, Steinfeldt R, Chang N, Le Quéré C, Bakker DCE. 2015. The ocean carbon sink – impacts, vulnerabilities and challenges. *Earth Syst. Dynam.* 6: 327–358.
- Hernández-Ayón JM, Gaxiola-Castro G, Chavez F, Takahashi T, Feely D, Sabine CL, Hales B, Lara-Lara JR. 2010. Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera. In: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997–2007.* Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico, pp. 197–208.

- Hickey BM. 1998. Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. In: Robinson A, Brink K. (eds.), *The Sea*. John Wiley, Hoboken, NJ, pp. 345–394.
- Hofmann GE, Smith JE, Johnson KS, Send U, Levin LA, Micheli F, Paytan A, Price NN, Peterson B, Takeshita Y, et al. 2011. High-Frequency Dynamics of Ocean pH: A Multi-Ecosystem Comparison. *PLoS ONE* 6: e28983. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0028983>
- Huyer A. 1983. Coastal Upwelling in the California Current System. *Progr. Oceanogr.* 12: 259–284.
- Ishii M, Inoue HY, Midorikawa T, Saito S, Tokieda T, Sasano D, Nakadate A, Nemoto K, Metzl N, Wong CS, Feely RA. 2009. Spatial variability and decadal trend of the oceanic CO<sub>2</sub> in the western equatorial Pacific warm/fresh water. *Deep-Sea Res.* 56(8–10): 591–606. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.01.002>
- 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. *Geophys. Res. Lett.* 29: 27.
- Klein P, Lapeyre G. 2009. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1(1): 351–375. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>
- Kruschke J. 2013. Bayesian estimation supersedes the *t* test. *Expim. Psych. General* 2: 573–603.
- Lara-Lara JR, Álvarez-Borrego S, Small LF. 1980. Variability and tidal exchange of ecological properties in a coastal lagoon. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 11: 613–637.
- Laruelle G, Lauerwald R, Pfeil B, Reigner, P. 2014. Regionalized global budget of the CO<sub>2</sub> exchange at the air–water interface in continental shelf seas. *Global Biogeochem. Cycles* 28(11): 1199–1214. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GB004832>
- Lee K, Tong LT, Millero FJ, Sabine CL, Dickson AG, Goyet C, Park GH, Wanninkhof R, Feely RA, Key RM. 2006. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. *Geophys. Res. Lett.* 33(19): L19605. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027207>
- Lee T, McPhaden MJ. 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 37: L14603.
- Liss P, Merlivat L. 1986. Air–Sea exchange rates: Introduction and synthesis. In: Buart Menard P (ed.), *The role of Air–Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Reidel Publishing Company, Boston, pp. 113–127.
- Lynn R, Simpson J. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 947–966.
- Lynn RJ, Collins C, Mantyla AW, Schwing FB, Baumgartner T, Hayward TL, Murphree T, Sakuma KM, Garcia J, Hyrenbach KD, et al. 1998. The state of the California current, 1997–1998: Transition to El Niño conditions. *CalCOFI Rep.* 39: 25–49.
- Mariano-Matias M, Gaxiola-Castro G, De La Cruz Orozco ME, Chavez FP. 2016. Seasonal air–sea CO<sub>2</sub> fluxes in the southern California Current off the Baja California Peninsula (Mexico) = Flujos estacionales de CO<sub>2</sub> entre el mar y la atmósfera en la región sur de la corriente de California frente a la península de Baja California (México). *Cienc. Mar.* 42(3): 157–177. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v42i3.2651>
- Mirabal-Gómez U, Álvarez-Borrego S, Lara-Lara JR. (In press). Satellite-derived phytoplankton biomass and production variability in 2 contrasting areas: off southern California and northern Baja California. *Cienc. Mar.*
- Müller-Karger FE, Varela R, Thunell R, Luerksen R, Hu C, Walsh JJ. 2005. The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.* 32(1): L01602. <http://www.dx.doi.org/10.1029/2004GL021346>
- Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78: 1069–1079.
- Muñoz-Anderson MA, Lara-Lara JR, Álvarez-Borrego S, Bazán-Guzmán C, De la Cruz-Orozco M. 2015. Water–air carbon fluxes in the coastal upwelling zone off northern Baja California = Flujos de carbono agua–aire en la zona de surgencias costeras frente al norte de Baja California. *Cienc. Mar.* 41(2): 157–168. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v41i2.2484>
- Park PK. 1969. Oceanic CO<sub>2</sub> system: an evaluation of ten methods of investigation. *Limnol. Oceanogr.* 14: 179–186.
- Peláez J, McGowan JA. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.* 31: 927–950.
- Pennington J, Castro C, Collins C, Evans W, Friederich G, Michisaki R, Chavez F. 2010. The Northern and central California Coastal Upwelling System. In: Liu K, Atkinson, L, Quiñones R, Talaue McMaus L (eds.), *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins Global Change*. Springer, Berlin, pp. 29–44.
- Putt M, Prezelin BB. 1985. Observations of diel patterns of photosynthesis in cyanobacteria and nannoplankton in the Santa Barbara Channel during “El Niño.” *J. Plankton Res.* 7: 779–790.
- Reid JL. 1962. On the circulation, phosphate-phosphorus content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 7: 287–306.
- Reid JL. 1988. *Physical Oceanography*. CalCOFI Rep. 29: 42–65.
- Reyes S. Parés, A. 1983. Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos los Santos. *Goef. Int.* 22: 179–203.
- Santamaría-del-Ángel E, Millán-Núñez R, González-Silvera AG, Müller-Karger FE. 2002. The color signature of the Ensenada Front and its seasonal and interannual variability. *CalCOFI Reports* 43: 155–161.
- Schneider N, Di Lorenzo E, Niiler, P. 2005. Salinity variations in the Southern California Current. *American Meteor. Soc.* 35: 1421–1436.
- Simpson JJ, Zirino A. 1980. Biological control of pH in the Peruvian coastal upwelling area. *Deep-Sea Res.* 27: 733–743.
- Sosa Ávalos R, Gaxiola-Castro G, Mitchell BG, Cepeda-Morales J. 2010. Parámetros fotosintéticos y producción primaria estimada a partir de sensores remotos durante 1999. In: Gaxiola Castro G and Durazo R (eds.), *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997–2007*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico, pp. 319–332.
- Sutton AJ, Sabine CL, Maenner-Jones S, Lawrence-Slavas N, Meinig C, Feely R, Mathis J, Musielewicz S, Bott R, McLain P, et al. 2014. A high frequency atmospheric and seawater pCO<sub>2</sub> data set from 14 open-ocean sites using a moored autonomous system. *Earth Sys. Sci. Data* 6: 353–366.
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates NR, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine CL, et al. 2002. Global sea–air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res.* 9: 1601–1622.

- Takahashi T, Sutherland SC, Wanninkhof R, Sweeney C, Feely RA, Chipman DW, Hales B, Friederich G, Chavez F, Sabine C, et al. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep-Sea Res.* 56(8–10): 554–577.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>
- Thomas AC, Strub PT. 1990. Seasonal and interannual variability of pigment concentrations across a California Current frontal zone. *J. Geophys. Res.* 95: 13,023–13,042.
- Torres-Moye G, Álvarez-Borrego S. 1987. Effects of the 1984 El Niño on the summer phytoplankton of a Baja California upwelling zone. *J. Geoph. Res.* 92: 14383–14386.
- Turi G, Lachkar Z, Gruber N. 2014. Spatiotemporal variability and drivers of pCO<sub>2</sub> and air–sea CO<sub>2</sub> fluxes in the California Current System: an eddy-resolving modeling study. *Biogeosci.* 11: 671–690.
- Wanninkhof R. 2014. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnol. Oceanogr.* 12: 351–362.
- Wilkerson FP, Lassiter AM, Dugdale RC, Marchi A, Hogue VE. 2006. The phytoplankton bloom response to wind events and upwelled nutrients during the CoOP WEST study. *Deep-Sea Res.* 53: 3023–3048.
- Wooster WS. 1960. El Niño. In: Symposium on the Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958, II, section I, The physical evidence. *CalCOFI Rep.* 7: 43–46.
- Zaba KD, Rudnick DL. 2016. The 2014–2015 warming anomaly in the Southern California Current System observed by underwater gliders. *Geophys. Res. Lett.* 43: 1241–1248.  
<http://dx.doi.org/10.1002/2015GL067550>

*Received December 2016,*

*Accepted June 2017.*