

NOTA CIENTÍFICA

Caracterización de los flujos de CO₂ y los parámetros asociados con el sistema de carbonato en el estuario Río Formoso, Brasil

Characterization of CO₂ fluxes and parameters associated with the carbonate system in Formoso River estuary, Brazil

Carlos Noriega^{1,2}, Moacyr Araujo^{1,2}, Manuel Flores Montes¹ y Nathalie Lefèvre^{1,3}

¹Department of Oceanography (DOCEAN), Federal University of Pernambuco (UFPE), Av. Arquitetura s/n, Cidade Universitária, CEP: 50740-550, Recife, Brazil. carlos.delnor@gmail.com

²Center for Risk Analysis and Environmental Modeling (CEERMA), Federal University of Pernambuco (UFPE), Av. Arquitetura s/n, Cidade Universitária, CEP: 50740-550, Recife, Brazil

³LOCEAN Laboratory, IRD, CNRS, MNHN, Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06), 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

Abstract.- Nine surface water surveys were performed in the Formoso estuary (Brazil) during 2012-2013 mainly in summer and winter periods and during spring tide. Temporal variations of temperature, salinity, phosphate, silicate, total alkalinity, dissolved inorganic carbon, partial pressure of CO₂ (*p*CO₂) and water-air CO₂ fluxes were analyzed. Low rates of water-air CO₂ fluxes (4.7 ± 8.0 mmol C m⁻² d⁻¹) were estimated despite the different climate conditions. *p*CO₂ values ranged from 190 to 988 μ atm. These values are lower than those observed in other tropical estuaries. CO₂ fluxes presented in this study contribute to the characterization of humid tropical estuarine systems, thus filling an important geographical information gap.

Key words: CO₂ fluxes, carbon cycle, tropical estuary, Brazil

INTRODUCCIÓN

Los ríos y estuarios juegan un papel importante en el transporte y la transformación de carbono del continente a la zona costera adyacente y por lo general actúan como fuente de CO₂ para la atmósfera (Borges 2005, Araujo *et al.* 2013). Se estima que, aproximadamente 60% de las entradas globales de agua dulce y el 80% del carbono orgánico total se producen en latitudes tropicales y subtropicales (Mackenzie *et al.* 2004), el número de investigaciones en que, se han cuantificado los intercambios agua-atmósfera de CO₂ en los estuarios tropicales y ríos todavía está muy limitada (Borges 2005).

Las estimaciones de la variabilidad de los flujos de CO₂ en escalas de tiempo estacional e interanual en los estuarios tropicales son necesarias para definir la partición neta de CO₂ entre la atmósfera, los océanos y la biosfera terrestre. En sistemas estuarinos brasileños se sabe muy poco acerca de la variabilidad estacional e interanual de los flujos de CO₂ a la atmósfera, y en particular en la región noreste del país. Recientemente, 2 estudios en estuarios tropicales en el noreste de Brasil reportaron valores de 35,6 y 51,0 mmol m⁻² d⁻¹ (Souza *et al.* 2009; Noriega *et al.* 2015). Río Formoso es una pequeña localidad ubicada al sur de Recife (principal ciudad del

estado de Pernambuco) con baja densidad poblacional (<100 hab.km⁻²) y con actividades económicas vinculadas a la agricultura, turismo y pesca artesanal.

El objetivo principal de este trabajo fue caracterizar los flujos de CO₂ y otros parámetros asociados con el sistema de carbonato en un sistema estuarino con baja presión antropogénica. Este trabajo de investigación es original, y son los primeros registros de los flujos de CO₂ y otros parámetros asociados al sistema de carbonato efectuado en este sistema estuarino. Esta información será de utilidad técnica y científica para cubrir la demanda de información relacionada a la cobertura geográfica regional y global de los parámetros asociados al ciclo del carbono, principalmente en los cuerpos de aguas tropicales.

MATERIALES Y MÉTODOS

ÁREA DE ESTUDIO

Hidrográficamente, el municipio del Río Formoso está inserto en las cuencas de los ríos Sirinhaém y Una. En este complejo fluvial se destaca el estuario del Río Formoso (8°58' -8°60'S; 35°02' -35°04'W). (Fig. 1).

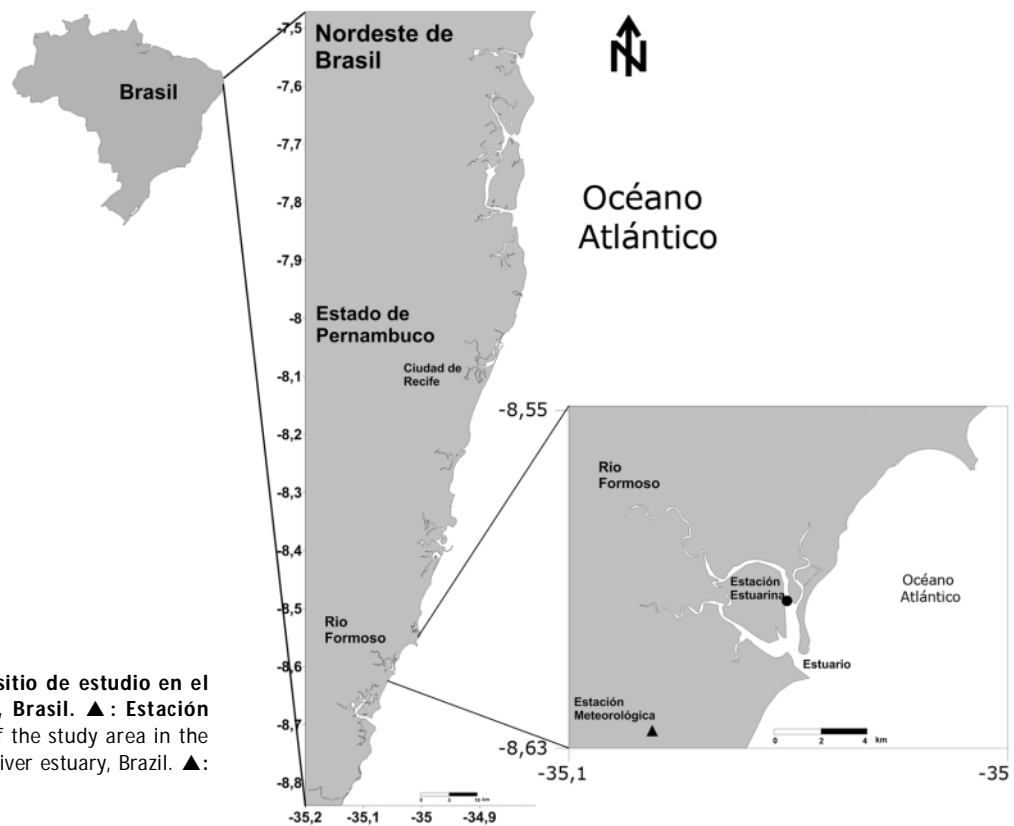


Figura 1. Localización del sitio de estudio en el estuario del Río Formoso, Brasil. ▲: Estación meteorológica / Location of the study area in the estuarine area of Formoso River estuary, Brazil. ▲: Meteorological station

La cuenca del Río Formoso tiene una superficie de 240 km² y su nacimiento se encuentra ubicado a 12 km al noroeste del municipio del mismo nombre. A través del curso fluvial, la flora ribereña está compuesta de varias especies de mangles (*Rhizophora mangle* y *Mytella* sp. como las más abundantes) que se extienden hasta la desembocadura en el océano Atlántico (Da Silva *et al.* 2004). Desde el punto de vista geológico, Lira *et al.* (1979) clasificaron el estuario del Río Formoso como un sistema de planicie costera constituido por sedimentos cuaternarios. Las mareas son de tipo meso mareal (amplitud= 2,0 m) y el prisma de marea llega a 10,5 km. De acuerdo con estos autores, la profundidad promedio en el estuario es de 7,0 m y el tiempo de residencia calculado fue de 11-12 días. Un estudio posterior reportó una descarga fluvial promedio de 5,0 m³ s⁻¹ (Da Silva *et al.* 2004).

El estuario del Río Formoso está inserto en la Área de Protección Ambiental de Guadalupe, en el municipio de Río Formoso, localizado a 92 km de la ciudad de Recife. Es un importante ecosistema costero del litoral sur del Estado de Pernambuco, principalmente, por poseer una gran

biodiversidad de enorme potencial biológico, ejerciendo un papel de gran importancia socioeconómica para la población local. Una parte importante de esta población ribereña vive de la agricultura y de la actividad pesquera que es realizada de manera artesanal, limitándose a la utilización de pequeñas embarcaciones.

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen, la región se tipifica con un clima de tipo As' (tropical caliente y húmedo), con lluvias entre marzo a agosto (Noriega & Araujo 2014).

CAMPAÑAS DE MUESTREO

Durante 2012 y 2013 se realizaron 9 campañas desde julio 2012 a junio 2013, abarcando las estaciones climáticas de invierno o periodo lluvioso (julio-agosto 2012, abril, mayo y junio 2013) y verano o periodo seco (septiembre, noviembre y diciembre 2012 y enero 2013); en condiciones de mareas vivas se muestreó una estación (la misma estación para todas las campañas) localizada en el interior del estuario (Fig. 1). En cada muestreo se obtuvieron muestras de agua superficial en botellas Niskin de 2L, para determinar las concentraciones de fosfato inorgánico

disuelto (FID), silicato, alcalinidad total (AT) y salinidad. Se midieron *in situ* el pH mediante un potenciómetro portátil (marca Hanna®; modelo HI8925; precisión: ±0,01), la temperatura del agua superficial fue medida con un termómetro digital (marca Kestrel®; precisión: ±0,1°C), la intensidad del viento fue medida con un anemómetro portátil (marca Kestrel®; precisión: ±0,03 m s⁻¹) y la presión barométrica fue medida con un medidor portátil (marca Kestrel®; precisión: ±1,5 hPa). La precipitación pluviométrica fue obtenida del banco de datos del Instituto Nacional de Meteorología (INMET)¹ y la descarga fluvial fue estimada con el modelo de Schreiber (Miranda *et al.* 2002).

TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Las muestras fueron fijadas (nutrientes y AT) y transportadas refrigeradas al laboratorio de análisis en cajas de poliestireno. En el laboratorio las muestras fueron filtradas en un sistema Millipore con filtros de fibra de vidrio Whatman® GF/C de 0,47 mm de diámetro. Después de la filtración de las muestras, la concentración de FID y de silicato disuelto se analizaron de acuerdo con Grasshoff *et al.* (1983), usando filtros de 0,47 mm Whatman® GF/C de fibra de vidrio (3 lecturas para cada muestra). La precisión fue de 0,01 μmol de FID y 0,03 μmol de silicato. La salinidad se verificó a través de la comparación con la clorinidad, que se determinó utilizando la titulación con AgNO₃ (Grasshoff *et al.* 1983).

La AT se determinó usando procedimientos analíticos descritos por el US Geological Survey (USGS) para muestras de agua ('ANC - alcalinidad y la capacidad de neutralización de ácidos') utilizando el método de valoración del punto de inflexión (Rounds 2006). La precisión y exactitud de las determinaciones de AT fueron ±20 μmol L⁻¹ y 5%, respectivamente.

La presión parcial de CO₂ (pCO₂), el carbono inorgánico disuelto (CID) y los flujos de CO₂ se calcularon utilizando la salinidad, temperatura, nutrientes (FID y silicato), a través de las mediciones de pH y AT utilizando constantes de disociación dadas para un intervalo de salinidad de 0 a 50 (Millero *et al.* 2006) en el programa CO2calc® (Robbins *et al.* 2010). La fracción molar de CO₂ atmosférico (XCO₂) se obtuvo de la NOAA² (ppm), y p_{H₂O} = presión del vapor de agua (μatm) se obtuvo de Weiss & Price (1980). La tasa de transferencia del gas se calculó utilizando la ecuación de Raymond & Cole (2001).

ECUACIONES UTILIZADAS

$$\text{Flujo de CO}_2 = k(\text{CO}_2) \times \text{KH} \times \Delta p\text{CO}_2 \quad (1)$$

$$p\text{CO}_2 \text{ atmósfera} = X\text{CO}_2 \times (P_{\text{atm}} - p\text{H}_2\text{O}) \quad (2)$$

$$p\text{H}_2\text{O} = e^{\left(24,4543 - 67,4509 \times \left(\frac{100}{\text{sst}}\right) - 4,8489 \times \ln\left(\frac{\text{sst}}{100}\right) - 0,000544 \times S\right)} \quad (3)$$

$$k(\text{CO}_2) = 1,91 \times \exp(0,35 \times u_{10}) \times \left(\frac{\text{Sc}}{600}\right)^{-0,5} \quad (4)$$

En la ecuación 1, el flujo de CO₂ fue calculado en mmoles m⁻² d⁻¹, el k (CO₂) es la velocidad de transferencia del gas, KH es la solubilidad del CO₂ y, ΔpCO₂ es la diferencia entre la pCO₂ de la agua y de la atmósfera.

En la ecuación 2, la pCO₂ de la atmósfera fue calculada en μatm, XCO₂ es la fracción molar de CO₂, obtenido de la estación de medición Arembepe del NOAA² y, P_{atm} es la presión barométrica.

En la ecuación 3, la p_{H₂O} es la presión del vapor de agua para una determinada temperatura (sst) y salinidad (S).

En la ecuación 4, k (CO₂) es la función de Raymond & Cole (2001) para estimar la tasa de transferencia del gas, u₁₀ es la velocidad del viento a 10 m de altura y Sc es el número de Schmidt (para agua salada).

A los datos obtenidos fueron aplicadas pruebas estadísticas como: estadística descriptiva (promedio, desviación estándar, mínimo, máximo y coeficiente de variación (CV)), test-t (identificación de diferencias significativas entre los periodos muestreados), regresión lineal (identificación de correlación entre variables), mediante el software estadístico XLStat2010®.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En aguas del estuario Río Formoso durante el periodo de 2012-2013, la descarga fluvial y las lluvias fueron correspondientes al periodo histórico de la región (Fig. 2A). Los promedios de las lluvias y de la descarga fluvial (155 ± 137 mm ; 5,3 ± 2,2 m³ s⁻¹, respectivamente) fueron similares a los observados por Da Silva *et al.* (2004) para esta región. La alta correlación lineal entre estos parámetros (R² = 0,95) representó una fuerte asociación entre ellos, indicando que la mayor parte del aporte fluvial proviene de la precipitación pluviométrica.

La intensidad de los vientos presentó un intervalo de 1,6 a 3,1 m s⁻¹ (promedio: 2,3 ± 0,4 m s⁻¹) (Fig. 2B), con mayores intensidades en diciembre y enero (verano). De

¹<www.inmet.gov.br>

²<http://esrl.noaa.gov>

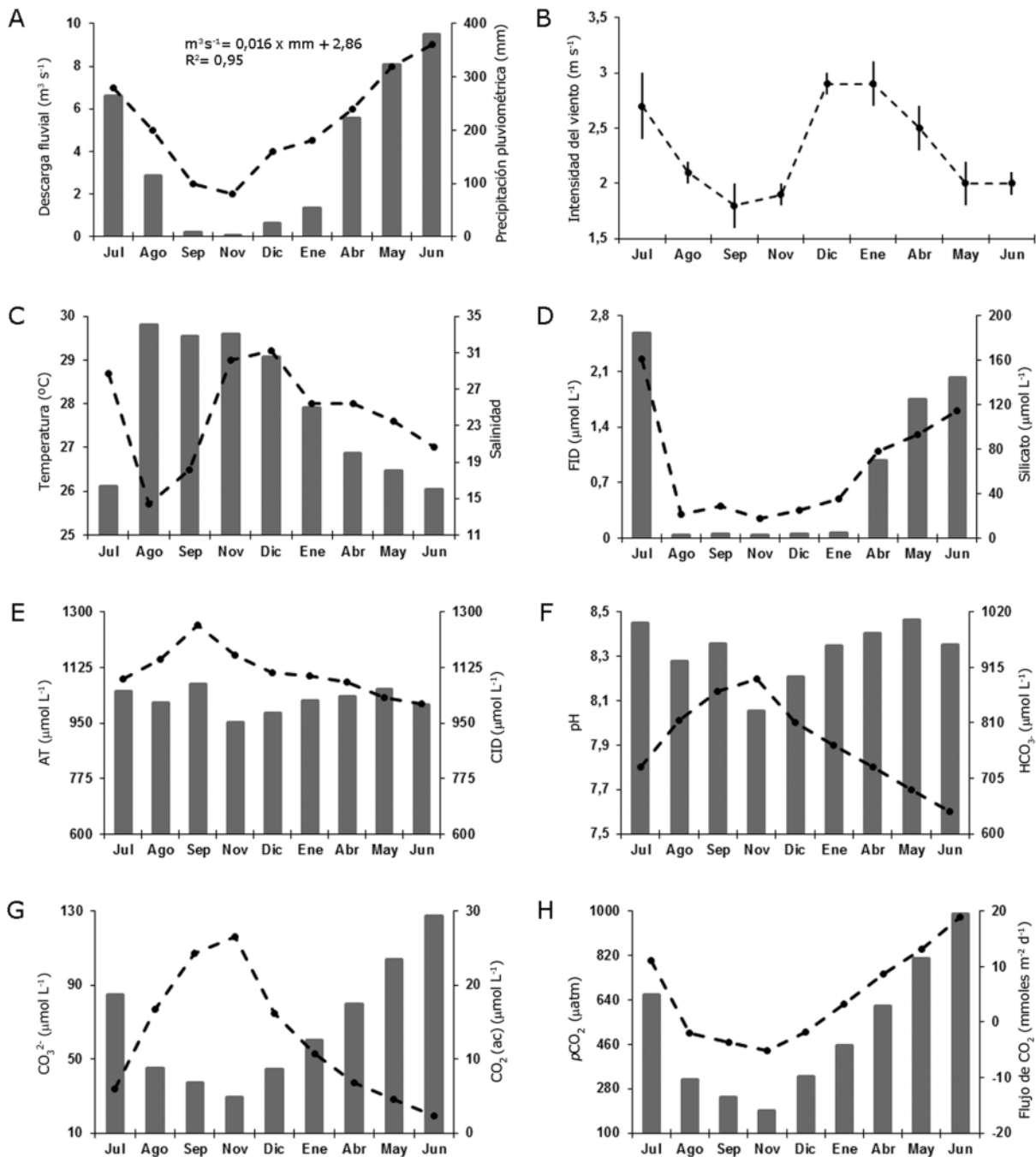


Figura 2. Variación temporal de: A) Descarga fluvial (línea punteada) y Precipitación pluviométrica (barra); B) Intensidad del viento (con las barras de error); C) Temperatura (línea punteada) y Salinidad (barra); D) FID (línea punteada) y Silicato (barra); E) AT (línea punteada) y CID (barra); F) pH (línea punteada) y HCO_3^- (barra); G) CO_3^{2-} (línea punteada) y CO_2 (ac) (barra); H) $p\text{CO}_2$ (barra) y Flujos de CO_2 (línea punteada), durante 2012 y 2013 en el estuario del Río Formoso / Temporal variation of: A) River discharge (dotted line) and Rainfall (bar); B) Wind speed (with error bar); C) Temperature (dotted line) and Salinity (bar); D) DIP (dotted line) and Silicate (bar); E) TA (dotted line) and DIC (bar); F) pH (dotted line) and HCO_3^- (bar); G) CO_3^{2-} (dotted line) and CO_2 (aq) (bar); H) $p\text{CO}_2$ (bar) and CO_2 fluxes (dotted line), between 2012 and 2013 in the Formoso River estuary

acuerdo con la escala empírica Beaufort estas intensidades son denominadas Ventolinhas (1,0-3,0 m s⁻¹) y no provocan agitación de la superficie acuática.

La variación de la temperatura de la agua mostró un intervalo de 25,7 a 29,2°C (promedio: 27,7 ± 1,1°C), con mayores valores en los meses estivales (septiembre a enero) (Fig. 2C). La amplitud estadística entre los promedios estivales y de invierno fue 0,7°C. Esta variación es inferior a la observada para otros sistemas estuarinos próximos (1,5°C) (Noriega *et al.* 2009, 2015). Sin embargo, esta amplitud es similar a la observada por Da Silva *et al.* (2004) (1,0°C).

La salinidad superficial varió entre 16 y 34 (Fig. 2C). Los valores de salinidad obtenidos en la estación estuarina durante el periodo de estudio no mostraron diferencias significativas entre las observaciones de invierno y de verano (test-t; $P= 0,056$; $\alpha= 0,05$). Los valores mínimos y máximos fueron similares a los observados por Da Silva *et al.* (2004) para la región estudiada. De acuerdo con la clasificación de Venecia el cuerpo de agua estudiado fue polihalino (promedio: 20.8) durante el invierno y, euhalino durante el periodo de verano (promedio: 30). El máximo valor de salinidad observado durante agosto (34) tuvo un impacto en la estadística aplicada a la serie temporal. Por tanto, se considera que, en este caso los valores promedios representan de mejor manera los resultados de este parámetro para el estuario estudiado.

La concentración de FID mostró un intervalo de 0,25 a 2,26 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (Fig. 2D). Las observaciones de FID entre invierno y verano mostraron diferencias significativas (test-t; $P= 0,037$; $\alpha= 0,05$). La Figura 2D muestra valores de concentración de FID inferiores a los máximos establecidos por la legislación brasilera de 0,124 mg L⁻¹ (4,0 $\mu\text{mol L}^{-1}$) de fósforo inorgánico total en aguas estuarinas (CONAMA 2005)³. Sin embargo, debemos considerar que los valores aquí reportados son para FID, lo que representa aproximadamente 50% del valor del fósforo inorgánico total (San Diego-Mc Glone *et al.* 2000). El valor reportado para julio (2,26 $\mu\text{mol L}^{-1}$) superaría el valor límite exigido, si considerásemos lo expuesto anteriormente. Este aumento puede ser asociado a la mayor descarga fluvial provocando un drenaje y lixiviación superior de este compuesto durante los meses de invierno en esta región.

³CONAMA. 2005. Resolução 357 - Classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, 27 pp. Conselho Nacional do Meio Ambiente, Brasília. <<http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res05/res35705.pdf>>

La concentración de silicato varió entre 2,5 y 184,2 $\mu\text{mol L}^{-1}$ y mostró diferencias estadísticamente significativas (test-t; $P= 0,02$; $\alpha= 0,05$) entre los periodos seco y lluvioso (Fig. 2D). Los mayores valores fueron observados durante los meses correspondientes a este último periodo. Este aumento puede estar asociado de igual forma que lo expuesto para el FID, a un drenaje y lixiviación mayor durante esta época del año.

Las concentraciones de AT y CID no mostraron una correlación lineal entre ellos. La concentración de CID varió entre 952 y 1.073 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (promedio: 1.021 ± 36 $\mu\text{mol L}^{-1}$) y, no mostró diferencias significativas entre invierno y verano (test-t; $P= 0,35$; $\alpha= 0,05$) (Fig. 2E). La distribución promedio de los componentes de este compuesto fue: $\text{HCO}_3^- = 92,6\%$; $\text{CO}_3^{2-} = 6,0\%$ y $\text{CO}_2(\text{ac}) = 1,4\%$. De esos 3 compuestos el CO_3^{2-} y el $\text{CO}_2(\text{ac})$ fueron los que tuvieron un mayor Coeficiente de variación ($\text{CV} = 0,54$ y $\text{CV} = 0,53$, respectivamente) e influenciaron directamente las variaciones de las concentraciones de CID. La concentración de AT varió entre 1.010 a 1.260 $\mu\text{mol L}^{-1}$ y mostró diferencias significativas entre el periodo seco y el lluvioso (test-t; $P= 0,04$; $\alpha= 0,05$) (Fig. 2E). El mayor valor observado (septiembre) coincide con el mayor valor de la salinidad. La correlación entre estos 2 parámetros fue alta ($R^2 = 0,70$) mostrando la cualidad conservativa de la alcalinidad. Estos valores son similares a los observados para otros sistemas estuarinos próximos de la región (Noriega *et al.* 2015, Noriega & Araujo 2014).

De acuerdo con Neal *et al.* (1998) y Araujo *et al.* (2013), cuando las concentraciones de $\text{CO}_2(\text{ac})$ son altas, resultado de la producción bacteriana, HCO_3^- es producido haciendo disminuir el pH. Sin embargo, si las características del cuerpo de agua son tales que la concentración de CO_2 en el medio acuoso está cerca del equilibrio con el CO_2 atmosférico, fuertes correlaciones entre la AT, $p\text{CO}_2$ y el pH se pueden esperar. Las correlaciones entre AT, $p\text{CO}_2$ y pH fueron $R^2 = 0,81$ y $R^2 = 0,96$, respectivamente. Lo anterior indica que la producción y consumo de $\text{CO}_2(\text{ac})$, juntamente con la producción y remoción de HCO_3^- en nuestras observaciones permitieron fuertes correlaciones entre AT, $p\text{CO}_2$ y pH, pudiéndose considerar un sistema próximo del equilibrio entre los elementos del sistema carbonato.

Los valores de pH medidos, mostraron diferencias significativas entre el periodo seco y el lluvioso (test-t; $P= 0,02$; $\alpha= 0,05$). El valor promedio de la serie fue 7,9 ± 0,2 y no fueron observados valores abajo de 7,0 (Fig. 2F).

La concentración de HCO_3^- varió entre 831,5 y 1.005 $\mu\text{mol L}^{-1}$ y no mostró diferencias significativas entre el periodo seco y lluvioso (test-t; $P=0,08$; $\alpha=0,05$). El HCO_3^- fue la especie dominante del CID (92,6%). De acuerdo con Abril & Frankignoulle (2001), cuando el HCO_3^- representa más del 80% del CID, ello es el resultado de meteorización química de rocas a través de procesos de drenaje en la cuenca hidrográfica. El alto contenido de HCO_3^- en aguas estuarinas ofrece una capacidad *buffer* ácido-base alta, comparable a la del agua de mar. Por lo tanto, se espera que los cambios de $p\text{CO}_2$ y pH sean relativamente menores durante la etapa inicial de mezcla con el agua oceánica (Fig. 2F).

El CO_3^{2-} es producto de la reacción de disolución del CaCO_3 y reacciona con H^+ para formar HCO_3^- . La concentración de este ion varió entre 19,3 y 116 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (Fig. 2G) y representó 6,0% del total de CID. Normalmente en el agua de mar HCO_3^- y CO_3^{2-} son los mayores componentes del carbono inorgánico y esto resulta en que las concentraciones de AT sean una función de la salinidad. Los iones HCO_3^- y CO_3^{2-} mostraron una correlación positiva con la salinidad ($R^2=0,52$ y $R^2=0,85$, respectivamente). Esto indica que las concentraciones de CO_3^{2-} están más próximas a las concentraciones típicas del agua de mar lo que permite una fuerte capacidad *buffer* del sistema.

El CO_2 (ac) varió entre 4,9 e 29,3 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (Fig. 2F) y, mostró diferencias significativas entre el periodo seco y el lluvioso (test-t; $P=0,02$; $\alpha=0,05$). Los mayores valores registrados en el periodo lluvioso pueden estar asociados a un menor consumo fotosintético y una mayor producción bacteriana. De acuerdo con Da Silva *et al.* (2004) la biomasa fitoplanctónica varía estacionalmente (2,4 a 70,2 mg m^{-3}) mostrando concentraciones mayores en el periodo lluvioso. El CO_2 (ac) mostró bajos valores en este estudio (promedio: $14,5 \pm 7,8 \mu\text{mol L}^{-1}$) comparado con otros estudios realizados en estuarios tropicales próximos (Araujo *et al.* 2013, Noriega *et al.* 2015).

La $p\text{CO}_2$ varió entre 190 y 98 μatm (Fig. 2H) y el CV fue alto (0,5). Esas variaciones temporales mostraron diferencias significativas (test-t; $P=0,02$; $\alpha=0,05$) entre los dos periodos climáticos de la región. El promedio observado para $p\text{CO}_2$ ($512 \pm 257 \mu\text{atm}$) fue menor a los valores observados para otros sistemas de la región (Tabla 1), lo que indica que este estuario aún posee un bajo impacto antrópico y una alta capacidad *buffer* para los compuestos del sistema de carbonato. A pesar de la baja descarga fluvial (promedio: $5,3 \pm 2,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y el alto tiempo de residencia (11 días; Lira *et al.* (1979)) la baja densidad poblacional ($<100 \text{ hab.km}^{-2}$) contribuye para que los efectos de los aportes antrópicos en el cuerpo de agua sean mínimos.

Los flujos de CO_2 variaron entre $-5,2$ y $+19,0 \text{ mmoles m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Fig. 2H) y la $p\text{CO}_2$, mostró diferencias significativas entre el periodo seco y lluvioso (test-t; $P=0,02$; $\alpha=0,05$). El promedio observado para los flujos de CO_2 ($+4,7 \pm 8,0 \text{ mmoles m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) fue menor a los valores observados para otros sistemas tropicales (Tabla 1). La Tabla 1 muestra otros sistemas tropicales con características similares, sin embargo, el estuario del Río Formoso, mostró características levemente heterotróficas (Respiración > Producción), considerándose una fuente de CO_2 para la atmósfera. Las tasas de los flujos fueron bajas, exceptuando el mes de julio ($+19 \text{ mmoles m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) que mostró el máximo valor, coincidiendo con la mayor descarga del periodo estudiado. Durante el final del periodo lluvioso (agosto) y 3 meses del periodo seco, fueron observados valores negativos (sumidero). Como fue mencionado anteriormente, durante este periodo existe un aumento de los procesos fotosintéticos y también un aumento en los valores de la salinidad, influenciando directamente el sistema ácido-base del estuario.

El presente estudio permitió caracterizar los parámetros asociados al sistema de carbonato de un sistema

Tabla 1. Valores promedio de los flujos de CO_2 y $p\text{CO}_2$ para algunos sistemas estuarinos tropicales / Averages values of CO_2 fluxes and $p\text{CO}_2$ for some tropical estuarine systems

Sistema	Área km^2	Descarga $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	$p\text{CO}_2$ μatm	Flujos de CO_2 $\text{mmoles m}^{-2} \text{ d}^{-1}$	Autor
Goiana-Brasil	20	12	928	+36,1	Noriega <i>et al.</i> (2015)
Timbó-Brasil	14,6	15	1.264	+55,3	Noriega <i>et al.</i> (2015)
Barra das Jangadas-Brasil	13	15	1,324	+54,0	Noriega & Araujo (2014)
Piauí-Brasil	45	5	-	+35,6	Souza <i>et al.</i> (2009)
Gazi Bay-Kenia	10	-	3.500	+192,8	Bouillon <i>et al.</i> (2007)
Formoso	27	5,3	512	+4,7	Este estudio

estuarino tropical poco estudiado. Los flujos de CO₂ y los valores de pCO₂ obtenidos mostraron que este cuerpo de agua posee bajos índices de polución, lo que permite que los flujos de CO₂ oscilen entre fuente y sumidero a través del año, en cuanto que la pCO₂ varió de forma más acentuada, llegando a veces alcanzar valores bajo la saturación con respecto a la pCO₂ atmosférica.

AGRADECIMIENTOS

Damos las gracias al Instituto Nacional Brasileño de Meteorología (INMET) para la base de datos utilizada en este estudio (precipitación pluviométrica). Este trabajo fue apoyado por el Instituto Nacional de Ciencia y Tecnología en Ambientes Marinos Tropicales, INCT-AmbTropic (CNPq / FAPESB Subvenciones: 565054 / 2010-4 y 8936/2011).

LITERATURA CITADA

- Abril G & M Frankignoulle. 2001.** Nitrogen-Alkalinity interactions in the highly polluted Scheldt basin (Belgium). *Water Research* 35(3): 844-850. <doi:10.1016/S0043-1354(00)00310-9>.
- Araujo M, C Noriega, D Veleda & N Lefèvre. 2013.** Nutrient input and CO₂ flux of a Tropical Coastal Fluvial System with high population density in the Northeast Region of Brazil. *Journal of Water Resource and Protection* 5: 362-375. <doi:10.4236/jwrp.2013.53A037>.
- Borges AV. 2005.** Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean? *Estuaries* 28(1): 3-27. <doi:10.1007/BF02732750>.
- Bouillon S, F Dehairs, B Velimirov, G Abril & AV Borges. 2007.** Dynamics of organic and inorganic carbon across contiguous mangrove and seagrass systems (Gazi Bay, Kenya). *Journal of Geophysical Research* 112: G02018. <doi:10.1029/2006JG000325>.
- Da Silva MH, JZ Passavante, MG Silva-Cunha, D Vieira, CK Grego & K Muniz. 2004.** Distribuição espacial e sazonal da biomassa fitoplanctônica e dos parâmetros hidrológicos no estuário do rio formoso (Rio formoso, Pernambuco, Brasil). *Tropical Oceanography* 32(1): 89-106.
- Grasshoff K, M Ehrhardt & K Koroleff. 1983.** Methods of seawater analysis, 419 pp. Wiley-Verlag, Weinheim.
- Lira L, MC Zapata & VG Fonseca. 1979.** Aspectos da dinâmica do estuário do Rio Formoso, Pernambuco. *Caderno Ômega* 3(1/2): 133-156.
- Mackenzie FT, A Lerman & AJ Andersson. 2004.** Past and present of sediment and carbon biogeochemical cycling models. *Biogeosciences* 1(1): 11-32. <doi:10.5194/bg-1-11-2004>.
- Millero FJ, TB Graham, F Huang, H Bustos-Serrano & D Pierrot. 2006.** Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. *Marine Chemistry* 100: 80-94. <doi:10.1016/j.marchem.2005.12.001>.
- Miranda LB, BM de Castro & B Kjerfve. 2002.** Princípios de oceanografia física de estuários, 411 pp. EduSP, São Paulo.
- Neal C, W House, H Jarvie & A Eatherall. 1998.** The significance of dissolved carbon dioxide in major lowland rivers entering the North Sea. *Science of the Total Environment* 210-211: 187-203. <doi:10.1016/S0048-9697(98)00012-6>.
- Noriega C & M Araujo. 2014.** Carbon dioxide emissions from estuaries of northern and northeastern Brazil. *Scientific Reports* 4: 6164. <doi: 10.1038/srep06164>.
- Noriega C, K Muniz, M Flores-Montes, SJ Macêdo, M Araujo, FA Feitosa & SR Lacerda. 2009.** Series temporales de variables hidrobiológicas en un estuario tropical (Brasil). *Revista de Biología Marina y Oceanografía* 44(1): 93-108. <doi:10.4067/S0718-19572009000100009>.
- Noriega C, M Araujo, N Lefèvre, M Flores-Montes, F Gaspar & D Veleda. 2015.** Spatial and temporal variability of CO₂ fluxes in tropical estuarine systems near areas of high population density in Brazil. *Regional Environmental Change* 15: 619-630. <doi: 10.1007/s10113-014-0671-3>.
- Raymond P & J Cole. 2001.** Gas exchange in rivers and estuaries: Choosing a gas transfer velocity. *Estuaries* 24: 312-317. <doi:10.2307/1352954>.
- Robbins L, M Hansen, J Kleypas & S Meylan. 2010.** CO₂calc: A user-friendly seawater carbon calculator for Windows, Mac OS X, and iOS (iPhone). U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1280, St. Petersburg, 17 pp. <http://pubs.usgs.gov/of/2010/1280>
- Rounds SA. 2006.** Alkalinity and acid neutralizing capacity. In: National field manual for the collection of water-quality data: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 9: Handbooks for Water-Resources Investigations, Chapter A6: 1-45. U.S. Geological Survey, St. Petersburg. <http://pubs.water.usgs.gov/twri9A>
- San Diego-Mc Glone ML, SV Smith & VF Nicolas. 2000.** Stoichiometric interpretations of C:N:P ratios in organic waste materials. *Marine Pollution Bulletin* 40(4): 325-330. <doi: 10.1016/S0025-326X(99)00222-2>.
- Souza MFL, VR Gomes, SS Freitas, RCB Andrade & B Knoppers. 2009.** Net ecosystem metabolism and nonconservative fluxes of organic matter in a Tropical Mangrove Estuary, Piauí River (NE of Brazil). *Estuaries and Coasts* 32: 111-122. <doi:10.1007/s12237-008-9104-1>.
- Weiss RF & BA Price. 1980.** Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Marine Chemistry* 8: 347-359. <doi:10.1016/0304-4203(80)90024-9>.

Recibido el 14 de enero de 2015 y aceptado el 14 de octubre de 2015

Editor: Claudia Bustos D.