

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA  
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS - UEA PROGRAMA DE PÓS-  
GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE – CLIAMB**

**MEDIÇÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA E VARIÁVEIS AMBIENTAIS  
EM RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS NA AMAZÔNIA CENTRAL**

**ROSEILSON SOUZA DO VALE**

Manaus, Amazonas

Outubro, 2016

ROSEILSON SOUZA DO VALE

**MEDIÇÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA E VARIÁVEIS AMBIENTAIS  
EM RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS NA AMAZÔNIA CENTRAL**

ORIENTADOR: DR. JULIO TÓTA DA SILVA

Tese apresentada ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e a Universidade do Estado do Amazonas como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Clima e Ambiente.

Manaus, Amazonas

Outubro, 2016

## **RELAÇÃO DA BANCA JULGADORA**

---

Prof. Dr. Júlio Tóta da Silva  
Orientador e Presidente

---

Prof. Dr. Nathan Oliveira Barros  
Membro Externo

---

Prof. Dr. Rodrigo Silva  
Membro Externo

---

Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá  
Membro do Interno

---

Prof. Dr. Jair Max Furtunato Maia  
Membro Externo

V149 Vale, Roseilson Souza do

Medições de gases de efeito estufa e variáveis ambientais em reservatórios hidrelétricos na Amazônia Central / Roseilson Souza do Vale. --- Manaus: [s.n.], 2016.

141 f.: il.

Tese (Doutorado) --- INPA, Manaus, 2016.

Orientador: Júlio Tóta da Silva

Coorientador: Scott Dennis Miller

Área de concentração: Clima e Ambiente

Gases. 2. Efeito estufa. 3. Reservatórios hidrelétricos. I. Título.

CDD 551.5112

**Sinopse:**

Estudou-se as concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> e fluxos turbulentos de massa, momentum e energia na usina hidrelétrica de Curuá-Una – PA e concentração e fluxo difusivo de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório da usina hidrelétrica de Balbina – AM. Variáveis meteorológicas e ambientais como temperatura da água, magnitude e direção do vento, precipitação e radiação foram avaliados.

Palavras-chave: Interação água-ar, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>.

*Dedico aos meus pais, Rosinaldo  
Batista do Vale e Ilza das Graças Souza  
do Vale, pelo incentivo aos estudos.*

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e à Universidade do Estado do Amazonas pelo Programa de Pós-graduação em Clima e Ambiente.

À Fundação de Amparo à Pesquisa no Amazonas (FAPEAM) pela concessão da bolsa, a Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA) e a Central Elétrica do Norte do Brasil S/A (ELETRONORTE - Santarém) pela logística.

Ao meu orientador Dr. Julio Tóta da Silva e Co-Orientador Scott Dennis Miller, pelo suporte e contribuições para o trabalho e pelo incentivo a pesquisa.

Aos, então, coordenadores do PPG em Clima e Ambiente, Dra. Rita Valéria e Dr. Antônio Ocimar Manzi, por todo o suporte dado a minha trajetória no programa.

A todos os professores do PPG Cliamb que contribuíram para minha formação na pesquisa.

Aos professores, alunos e terceirizados da UFOPA (Prof. Raphael, Prof. Rodrigo, Prof. Roberval, Prof<sup>a</sup>. Cintya, Jucivaldo, Samuel, Arlan, Rardiles, Daniel, Alírio e Rogério) e funcionários da ELETRONORTE (Eng. Antônio, Eng. Mário, Francilene, Francisco, Gaúcho, Velma) que me deram suporte no trabalho de campo e também no laboratório.

Aos amigos do CLIAMB: Newton, Eliane, Cléo, Francisco.

Em especial a Raoni Santana, não só: pelas disciplinas cursadas juntos, pelo apoio nas atividades de campo, nas discussões e processamento dos dados, pela paciência e sempre disponibilidade, pelo incentivo em não desistir, pela parceria como professor do Curso de Ciências Atmosféricas mas, principalmente, pela sua amizade. Muito obrigado!

À minha família: Rosinaldo e Ilza; minha irmã Roseilza e meu cunhado Elder. A minha esposa Délbia pela compreensão e apoio e ao nosso filho Théo que está chegando.

**FORA TEMER**

## RESUMO

Lagos e reservatórios são fontes significantes de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e metano (CH<sub>4</sub>) para a atmosfera. Na região amazônica, reservatórios hidrelétricos emitem mais gases de efeito estufa (GEE) do que reservatórios de outras regiões do mundo. No entanto, poucos estudos com medidas diretas e *in situ* de GEE foram realizadas em reservatórios tropicais amazônicos. Por isso, neste estudo, foram realizadas medições diretas e *in situ* nos reservatórios de Balbina no Amazonas e Curuá-Una no Pará. As medições de fluxo de CO<sub>2</sub> foram realizadas usando método das covariâncias (Curuá-Una) e câmara flutuante (Balbina). Medidas da concentração no ar de CO<sub>2</sub> usando Li-7500A (Balbina) e CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> usando EC 150 e pCO<sub>2</sub> na água com o sensor C-sense (Curuá-Una). As medidas gasosas foram relacionadas com variáveis meteorológicas (magnitude e direção do vento, precipitação, temperatura do ar e pressão atmosférica) e variáveis ambientais (temperatura da água, radiação, nível do reservatório). O estudo em Balbina, foi realizado entre os dias 15 e 20 de julho 2013, durante a estação de transição (chuvosa para seca) e revelaram fluxos de CO<sub>2</sub> relativamente baixos, quando comparados com outro estudo para o mesmo reservatório. Mostraram ainda que os fluxos não apresentaram relação estatisticamente significativa com as variáveis meteorológicas e identificou-se a presença de brisa contribuindo para a concentração noturna de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório. Para Curuá-Una, foi construída uma plataforma micrometeorológica flutuante autônoma, a qual realizou medições durante julho de 2015 à julho de 2016. Nossos resultados para Curuá-Una revelam que: os fluxos turbulentos de momentum, calor sensível e latente apresentam variabilidade diária e intrasazonal; a concentração à jusante de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, sofrem influência da variação do nível do reservatório; o fluxo de CO<sub>2</sub> foi predominantemente negativo ao longo do dia e o pCO<sub>2</sub> apresentou variabilidade diária e valores muito elevados com diferença significativa entre as medidas realizadas com o sensor C-sense e o método do headspace; a bacia do Rio Curuá-Una, apesar de pequena, sofre influência de eventos de grande escala como El-Niño e La-Niña. Os resultados aqui apresentados sugerem que, a dinâmica das emissões de GEE são afetadas pelo tamanho do reservatório, o que permite a influência de brisa e eventos de grande escala. Eventos como o El-Niño 2015-2016 podem aumentar as emissões; a grande disponibilidade de radiação é responsável por boa parte da instabilidade na camada sobrejacente a superfície da água, o fluxo turbulento de CO<sub>2</sub> foi, em média de  $-0,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  o reservatório de Curuá-Una, pode atuar como sumidouro de calor durante a estação chuvosa e como fonte de calor durante a estação seca, portanto afetando o balanço de calor local da água e atmosfera.

**Palavras-chave:** fluxo, concentração, nível, El-Niño, brisa, pCO<sub>2</sub>, variabilidade.



## ABSTRACT

Lakes and reservoirs are significant sources of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) and methane (CH<sub>4</sub>) to the atmosphere. Hydroelectric reservoirs in the Amazon region emit more greenhouse gases (GHG) than reservoirs in other regions. However, few studies with direct *in situ* measurements of GHG have been performed in Amazonian tropical reservoirs. Therefore, in this study, direct *in situ* measurements were performed at the Balbina reservoir in Amazonas State, and at the Curuá-Una reservoir in the State of Pará. The CO<sub>2</sub> flux measurements were performed using an eddy covariance system (Curuá-Una) and a floating chamber (Balbina). CO<sub>2</sub> concentration measurements in air were made using a Li-7500A at Balbina and CO<sub>2</sub> / CH<sub>4</sub> measurements were made using an EC 150 and GGA-Los Gatos, respectively, and pCO<sub>2</sub> was measured in the water with a C-Sense sensor at Curuá-Una. Gas measurements were related to meteorological variables (magnitude and direction of wind, precipitation, air temperature and atmospheric pressure) and environmental variables (water temperature, radiation, reservoir level). The study at Balbina, was performed between 15 and 20 July 2013, during the transition from wet to dry seasons, and had relatively low CO<sub>2</sub> flux compared to another study from the same reservoir. This study showed that fluxes did not present a statistically significant relationship with the meteorological variables, however the current study identified the presence of a breeze contributing to the night concentration of CO<sub>2</sub> over the reservoir. For Curuá-Una, an autonomous floating micrometeorological platform was used which conducted measurements during July 2015 to July 2016. Our results for Curuá-Una reveal that the turbulent fluxes of momentum, sensible and latent heat present daily and intra-seasonal variability, the concentration downstream of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>, are influenced by variation in the level of the reservoir, CO<sub>2</sub> flux was mainly negative throughout the day. pCO<sub>2</sub> presented daily variability and high values with a significant difference between the measurements taken with the C-sense sensor and the headspace method. The basin of the Curuá-Una River, although small, is influenced by large-scale events such as El Niño and La Niña. The results presented here suggest that the dynamics of GHG emissions are affected by the size of the reservoir, allowing the influence of breezes and large scale events such as the El Niño of 2015-2016 which might increase emissions. The wide availability of radiation is responsible for much of the instability in the overlying layer of the water surface. The Curuá-Una reservoir, can act as a heat sink during the rainy season and as a heat source during the dry season, thus affecting the local heat balance of water and atmosphere and indirect GHG emissions.

**Palavras-chave:** flux, concentration, water level, El Niño, breeze, pCO<sub>2</sub>, variability.

## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	xii
INTRODUÇÃO GERAL.....	15
OBJETIVOS.....	19
Capítulo I.....	20
Conceitos e métodos da transferência de gases na interface água-ar.....	21
Resumo.....	21
Abstract.....	21
1. Introdução.....	22
2. Processos físicos da transferência.....	23
3. Técnicas de medição.....	26
4. Modelos conceituais.....	34
5. Considerações finais.....	38
Capítulo II.....	44
Concentração e fluxo de CO <sub>2</sub> sobre o reservatório hidrelétrico de Balbina (AM).....	45
Resumo.....	45
Abstract.....	45
1. Introdução.....	46
2. Metodologia.....	47
2.1 Área de estudo.....	47
2.2 Experimento de campo.....	48
2.3 Câmara flutuante.....	48
2.4 Variáveis meteorológicas.....	48

3. Resultados e Discussão.....	49
3.1 Concentração de CO <sub>2</sub> .....	49
3.2 Fluxo de CO <sub>2</sub> .....	52
4. Conclusão.....	54
Capítulo III.....	58
Evidências do efeito da brisa de floresta sobre a concentração de CO <sub>2</sub> no reservatório de Balbina – AM.....	59
Resumo.....	59
Abstract.....	59
1.Introdução.....	60
2. Material e Método.....	61
2.1 Área de estudo.....	61
2.2 Experimento de campo.....	62
2.3 Variáveis meteorológicas.....	63
2.4 Análise estatística.....	63
3. Resultados e discussão.....	64
3.1 Concentração de CO <sub>2</sub> .....	61
3.2 Impacto das variáveis meteorológicas na variação de CO <sub>2</sub> .....	66
3.3 Evidências da brisa de floresta e de lago.....	70
4. Conclusões.....	71
Capítulo IV.....	76
Hydroclimatic variables associated with El Nino and La Nina events at the Curuá-Una hydroelectric reservoir, Central Amazonia.....	77
Abstract.....	77
Resumo.....	77

1. Introduction.....	78
2. Materials and Methods.....	79
2.1 Study area and data collection.....	79
2.2 Trend in the standardized precipitation index.....	80
3. Results.....	81
4. Discussion.....	83
5. Conclusions.....	84
Capítulo V.....	88
Comparison of headspace and compact sensor measurements of tropical lake pCO <sub>2</sub> .....	89
Resumo.....	89
Abstract.....	89
1. Introduction.....	90
2. Materials and methods.....	91
2.1 Study site.....	91
2.2 Headspace method.....	93
2.3 Statistical analysis.....	94
3. Results.....	94
4. Discussions.....	97
5. Conclusions.....	99
Capítulo VI.....	104
Long-term direct energy, mass, momentum fluxes measurements over Curuá-Una hydroelectric reservoir using a micrometeorological floating platform.....	105
Abstract.....	105
1. Introduction.....	106

2. Materials and methods.....	107
2.1 Study area.....	107
2.2 Micrometeorological floating platform.....	108
2.3 Eddy covariance measurements.....	108
2.4 pCO <sub>2</sub> and environmental variables.....	109
2.5 Radiation and energy balance.....	110
2.6 Downstream CH <sub>4</sub> and CO <sub>2</sub> concentration.....	110
3. Results and discussion.....	111
3.1 Energy, mass and momentum fluxes.....	111
3.2 pCO <sub>2</sub> and environmental variables.....	116
3.3 Radiation and energy balance.....	121
3.4 CO <sub>2</sub> and CH <sub>4</sub> atmospheric concentrations.....	125
4. Conclusions.....	127
SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	133
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	135

## LISTA DE FIGURAS

### **CAPÍTULO II: Concentração e fluxo de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório hidrelétrico de Balbina (AM)**

**Figura 1:** Localização da represa da Usina Hidrelétrica de Balbina, no município de Presidente Figueiredo, Amazonas, a 192 km de Manaus.

**Figura 2:** Concentração de CO<sub>2</sub> com amostragem de 10 Hz, com média de 5 minutos, durante 32 horas, sobre o lago do reservatório.

**Figura 3:** Evidências do efeito de brisa no lago de Balbina sobre a concentração de CO<sub>2</sub>. (A) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> diurna (brisa de lago); e (B) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> noturna (brisa terrestre).

### **CAPÍTULO III: Evidências do efeito da brisa de floresta sobre a concentração de CO<sub>2</sub> no reservatório de Balbina – AM**

**Figura 1:** Localização da represa da Usina Hidrelétrica de Balbina, no município de Presidente Figueiredo-AM a 192 Km de Manaus e o LiCOR 7500A (abaixo) e a estação HOBO – U30 sobre a estrutura flutuante (acima).

**Figura 2:** Concentração de CO<sub>2</sub> com amostragem de 10 Hz, com média de 5 minutos, durante 32 horas, sobre o lago do reservatório de Balbina - AM. As linhas contínuas indicam a tendência da concentração para o período do dia e da noite.

**Figura 3:** Variáveis meteorológicas, precipitação (mm), temperatura (°C), umidade relativa (%), direção do vento (°) e velocidade do vento normalizada a 10 m ( $m s^{-1}$ ) medidas com uma plataforma instrumentada com uma estação HOBO U-30 com envio de dados via GSM para a base do Remclam/UEA em Manaus-AM.

**Figura 4:** Correlação cruzada após pré-branqueamento entre CO<sub>2</sub> e as variáveis meteorológicas: pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa, direção do vento e velocidade do vento.

**Figura 5:** Evidências do efeito de brisa sobre a concentração de CO<sub>2</sub> no lago de Balbina a) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> diurna (brisa de lago) e b) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> noturna (brisa de floresta).

### **CAPÍTULO IV: Hydroclimatic variables associated with El Nino and La Nina events at the Curuá-Una hydroelectric reservoir, Central Amazonia**

**Figure 1:** Map with the location of the Lower Amazon river basin (left) and aerial photo of the hydroelectric plant Curuá-Una located 70 km to the southwest of the city of Santarem in Pará State. This figure is in color in the electronic version.

**Figure 2:** Variability of monthly (A) and annual (B) precipitation data during 1977-2004, with a straight annual trend obtained using the Mann Kendall test (B). Years of El Nino and La Nina are indicated with black and white arrows, respectively. This figure is in color in the electronic version.

**Figure 3:** Variability of monthly (A) and annual (B) flow data during 1977-2004, with a straight annual trend obtained using the Mann Kendall test (B). Years of El Nino and La Nina are indicated with black and white arrows, respectively. This figure is in color in the electronic version.

**Figure 4:** Standardized Precipitation Index (SPI) in the six months time scale for the hydroelectric power plant Curuá-Una in the 1977-2004 period. This figure is in color in the electronic version.

## **CAPÍTULO V: Comparison of headspace and compact sensor measurements of tropical lake pCO<sub>2</sub>**

**Figure 1:** Location of the Curuá-Una hydropower plant in Santarém- PA (a) and the floating micrometeorological platform (b).

**Figure 2:** Dispersion of pCO<sub>2</sub> data measured with C-sense sensor (pCO<sub>2C</sub>) and headspace (pCO<sub>2H</sub>) on 22 February 2016.

**Figure 3:** Normal probability and histogram plots for pCO<sub>2H</sub> (a) and pCO<sub>2C</sub> (b) with correlation coefficient 97% and 95%, respectively.

## **CAPÍTULO VI: Long-term direct energy, mass, momentum fluxes measurements over Curuá-Una hydroelectric reservoir using a micrometeorological floating platform**

**Figure 1:** Map with the location of the Lower Amazon river basin (left) and aerial photo of the hydroelectric plant Curuá-Una located 70 km to the southwest of the city of Santarém in Pará State.

**Figure 2:** Micrometeorological Floating Platform (MFP) and power supply platform (top). High and low frequency sensors and dataloggers that collect the data on the MFP (highlighted) with measurements in air and water.

**Figure 3:** Location of collecting CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> downstream hydroelectric plant. At the top, under GGA / FGGA and below inlet tube location that collects air samples at about 4 m from the water surface.

**Figure 4:** Average wind speed (Figure A) and the sensible heat flux (Figure B).

**Figure 5:** Latent heat flux (Figure 5A) and momentum flux (Figure 5B).

**Figure 6:** CO<sub>2</sub> flux (Figure 6A) and Monin-Obukhov stability parameter (Figure 6B).

**Figure 7:** Footprint modeled (Hsieh et al., 2000) for the day and night. The distance from the nearest edge of the MPF is approximately 400 m. Highlighted the right, the wind rose with prevailing winds from the NE.

**Figure 8:** CO<sub>2</sub> partial pressure measured in situ and directly at 0.2 m depth.

**Figure 9:** Water temperature profile measured in the depths of 0.15, 0.40, 0.70, 1.40 and 2.20 m.

**Figure 10:** Monthly cumulative rainfall (mm) and reservoir level above sea level (m) for the period January 2015 to June 2016.

**Figure 11:** Wind profile to levels of 1.30, 1.75, 2.35, 4.00 and 4.30 m over the surface of water.

**Figure 12:** Radiation balance at Curuá-Una: downwelling long wave (a), upwelling long wave (b), downwelling short wave (c), upwelling short wave (d) and net radiation (e).

**Figure 13:** Components of the surface energy balance: net radiation (blue line), latent heat fluxes (red line), sensible heat fluxes (yellow line) and lake heat storage change (lilac line).

**Figure 14:** Air concentrations of CO<sub>2</sub> (A) and CH<sub>4</sub> (B) to downstream the dam.



## INTRODUÇÃO GERAL

Lagos e reservatórios são considerados fontes significantes de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e metano ( $\text{CH}_4$ ) para a atmosfera (Cole *et al.*, 1994; St. Louis *et al.*, 2000). A estimativa global combinada para  $\text{CO}_2$  ( $0,75 \text{ Pg C ano}^{-1}$ , Cole *et al.*, 2007) e  $\text{CH}_4$  ( $0,5 \text{ Pg C ano}^{-1}$  em unidades equivalentes de  $\text{CO}_2$ , St. Louis *et al.*, 2000) é 10 - 15 % do total das emissões de gases de efeito estufa (GEE) antropogênicos (Global Carbon Project, 2010). A troca de  $\text{CO}_2$  entre corpos de água doce e a atmosfera é também uma componente importante para ser estimada (ou medida) do balanço de carbono do ecossistema (Raymond *et al.*, 2010). Mais da metade do carbono orgânico terrestre exportado é perdido por meio da evasão de carbono de águas interiores (Cole *et al.*, 2007). Na Amazônia, o efluxo de  $\text{CO}_2$  proveniente de águas interiores ( $0,5 \text{ Pg C ano}^{-1}$ ), é comparável a taxa de carbono armazenado nas árvores das florestas amazônicas (Phillips *et al.*, 1998) e muito maior do que o carbono exportado pela Amazônia para os oceanos (Richey *et al.*, 2002).

Na última década, reservatórios de água doce têm sido investigados como potenciais fontes de emissão de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  para a atmosfera, em regiões boreal (Duchemim *et al.*, 1995; Huttunen *et al.*, 2002; Tremblay *et al.*, 2005), temperada (Casper *et al.*, 2000; Soumin *et al.*, 2004; Therrien *et al.*, 2005;) e tropical (Rosa *et al.*, 2003; Abril *et al.*, 2005; Guérin *et al.*, 2006; Kemenes *et al.*, 2007). Segundo o Ministério de Minas e Energia (2013) o governo brasileiro planeja que até 2022, 85% da nova capacidade de geração de energia hidrelétrica (40 GW) virá de usinas hidrelétricas construídas na região amazônica. Reservatórios hidrelétricos na Amazônia emitem GEE da mesma ordem de magnitude que as usinas termoelétricas (Abril *et al.*, 2005; Santos *et al.*, 2006; Kemenes *et al.*, 2011) e mais do que hidrelétricas de regiões temperadas e boreais (Barros *et al.*, 2011).

Faria *et al.* (2015) estimaram usando modelagem, a emissão para 18 hidrelétricas que são propostas ou que estão em construção na Amazônia brasileira. O estudo revela que hidrelétricas na Amazônia, quando comparadas com outras fontes de eletricidade, podem causar impactos climáticos de grande escala maiores do que têm sido sugerido na literatura. Hidrelétricas tropicais também emitem  $\text{CH}_4$ , o qual tem muito mais impacto no aquecimento global por tonelada de gás emitido do que o  $\text{CO}_2$  (Fearnside, 2016). Cada

tonelada de CH<sub>4</sub> permanece na atmosfera somente 12,4 anos em média (Myhre *et al.*, 2013), ou aproximadamente 10 vezes menos do que uma tonelada de CO<sub>2</sub>. Ou seja, quanto menor o tempo de residência do gás na atmosfera, maior o impacto. Como a queima de combustíveis fósseis emite todo o seu carbono na forma de CO<sub>2</sub>, o maior impacto no clima, é causado pelas emissões das hidrelétricas (Fearnside, 2016).

As concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> na interface água-ar (e portanto  $\Delta C$ ) de lagos e reservatórios tropicais dependem dos fluxos de carbono da paisagem ao redor, processos aeróbios e anaeróbios na coluna de água e mistura vertical da coluna de água devido a forçantes físicas (vento e flutuabilidade (Kling *et al.*, 1991; Richey *et al.*, 2002; Jonsson *et al.*, 2003). O maior processo responsável pela alta emissão de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> de reservatórios jovens é a decomposição microbiana de matéria orgânica (MO) terrestre inundada. Essa MO inundada é composta de solos, liteiras, troncos e folhas que geralmente caem na água poucos meses após a inundação (Abril *et al.*, 2005). As emissões de gases são máximas nos primeiros 2 a 3 anos após o represamento e então diminui lentamente com o tempo (Saint Louis *et al.*, 2000; Rosa *et al.*, 2003). Esse complexo conjunto de processos afetam  $\Delta C$  resultando em fortes variações diurnas e sazonais e concentrações gasosas espacialmente variáveis.

Geralmente, as medições de  $\Delta C$  são realizadas durante o dia em condições de tempo ideais ao longo de um ano. No entanto, estudos recentes de Liu *et al.* (2016) revelam, que o efluxo de CO<sub>2</sub> noturno é aproximadamente 70% maior do que durante o dia. Os aumentos nos fluxos noturnos de CO<sub>2</sub> foram causados pela presença de eventos sinóticos associados com passagem de frente fria. Esse aumento no fluxo noturno de GEE, podem também estar relacionados com a convecção na água, que leva a um aumento na velocidade de transferência. Em particular para o CH<sub>4</sub>, a perda de calor da superfície da água a noite pode causar convecção que gera vórtices turbulentos que renovam o metano dissolvido logo abaixo da interface água-ar, acelerando emissões difusivas (Anthony & MacIntyre 2016; Podgrajsek *et al.* 2016; Poindexter *et al.* 2016).

Os fluxos difusivos dependem do gradiente de concentração entre a superfície da água e a atmosfera, o que, no caso do CO<sub>2</sub>, é principalmente controlado pela sua concentração na superfície da água e pela velocidade de transferência,  $k$ . Os fluxos difusivos de CO<sub>2</sub> podem ser medidos diretamente ou calculados a partir da concentração na superfície da água e do ar, se o  $k$  é conhecido (Guérin *et al.* 2006). As técnicas diretas de medição de fluxos podem ser por: correlação de vórtices turbulentos (McGillis *et al.*

2001), acumulação de vórtices (Zemmelink, *et al.* 2004), câmara flutuante (Frankignoulle, 1988) e fluxo gradiente (Kraus & Businger 1994).

Os fluxos de troca de gases e o  $k$  podem variar muito entre os diferentes tipos de ambientes. Em lagos, os principais fatores físicos que controlam essas mudanças nos fluxos são o vento, a temperatura e a convecção penetrativa (Wanninkhof 1992; Cole & Caraco 1998; MacIntyre *et al.* 2001). O transporte e a dispersão de gases são frequentemente e extremamente afetados pelos sistemas de ventos locais, tais como as brisas (Moura *et al.* 2004; Biermann *et al.* 2013), topografia do terreno (Sun *et al.* 1998; Eugster & Siegrist, 1999; Tóta *et al.* 2012) e sistemas grande escala (Liu *et al.* 2016). Esse complexo conjunto de processos químicos, biológicos e físicos, afetam a concentração de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ , resultando numa forte variação diurna e sazonal, e também espacial. Estimativas regionais acuradas de emissões de carbono requerem considerada frequência de variabilidade espacial de eventos que aumentam a concentração de GEE na superfície da água.

As emissões de gases apresentam uma grande variação temporal em função das condições meteorológicas, que modificam a taxa de troca gasosa e com a vazão que modifica o tempo de residência das águas. Assim, o monitoramento a curto e longo prazo das concentrações e fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  com alta frequência são necessários para o melhor entendimento desta variabilidade e dinâmica de emissões de GEE dos lagos e reservatórios tropicais. Neste estudo, mediu-se diretamente fluxo e concentração de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  sobre os reservatórios hidrelétricos de Balbina (AM) e Curuá-Una (PA), usando-se os métodos da câmara flutuante e das covariâncias, além de variáveis ambientais como: direção e magnitude do vento, temperatura do ar e da água, nível do reservatório e outros. Para Curuá-Una, foi construída uma plataforma micrometeorológica flutuante autônoma, que gerou pela primeira vez, uma série longa de dados de fluxos de massa, momentum e energia sobre um reservatório tropical amazônico usando a método das covariâncias.

Para apresentar os resultados, o presente trabalho foi organizado em seis capítulos. O primeiro capítulo intitulado “Conceitos e métodos da transferência de gases na interface água-ar” tem por finalidade apresentar uma revisão dos processos de transferência gasosa na interface água-ar, os métodos de medição e os principais modelos usados. O segundo capítulo – “Concentração e fluxo de  $\text{CO}_2$  sobre o reservatório hidrelétrico de Balbina (AM)” – objetivou apresentar as primeiras medidas de fluxo e concentração de  $\text{CO}_2$  realizadas para este reservatório, e relacionar estas medidas com variáveis

meteorológicas. O terceiro capítulo – “Evidências do efeito da brisa de floresta sobre a concentração de CO<sub>2</sub> no reservatório de Balbina – AM”, mostra que o reservatório de Balbina apresenta circulação de brisa e que esta influencia na concentração do CO<sub>2</sub> noturno sobre o reservatório. O quarto capítulo – “Variáveis hidroclimáticas associadas com eventos de El-Niño e La-Niña no reservatório hidrelétrico de Curuá-Una, na Amazônia Central”, tem como objetivo mostrar a partir de variáveis hidroclimáticas, que apesar de pequeno, o reservatório de Curuá-Una sofre impactos causados por eventos de grande escala como El-Niño e La-Niña. O capítulo quinto – “Comparação de medições de pCO<sub>2</sub> entre um compacto sensor e headspace em um lago tropical”, objetiva comparar e avaliar as primeiras medições diretas de pCO<sub>2</sub> realizadas em reservatórios amazônicos, usando um compacto sensor e o método do headspace. O capítulo sexto intitula-se “Medições a longo prazo de fluxos de massa, momentum e energia e variáveis ambientais sobre o reservatório hidrelétrico de Curuá-Una”, o qual apresenta os primeiros resultados de uma série longa de dados (1 ano) de fluxos turbulentos gerados usando o método das covariâncias, concentração de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, pCO<sub>2</sub> e variáveis meteorológicas e ambientais para o reservatório de Curuá-Una, e relaciona com variações sazonais das variáveis ambientais.

Ao final, apresenta-se uma síntese dos resultados até aqui obtidos para os seis capítulos, e também apresentam-se perspectivas futuras para pesquisas realizadas nesta linha de pesquisa.

## OBJETIVOS

### Objetivo Geral

Investigar as emissões de gases de efeito estufa, CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, e suas relações com variáveis ambientais e meteorológicas, em reservatórios hidrelétricos da Amazônia central

### Objetivos específicos

#### a) Reservatório de Balbina

- Avaliar e medir *in situ* e diretamente a concentração e o fluxo difusivo de CO<sub>2</sub> e relacionar com variáveis meteorológicas;

- Identificar a influência de circulações locais na concentração de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório;

#### b) Reservatório de Curuá-Una

- Avaliar os fluxos turbulentos de massa, momentum e energia sobre o lago usando uma plataforma micrometeorológica flutuante;

- Investigar variações sazonais e diárias de pCO<sub>2</sub> e relacionar com variáveis ambientais e meteorológicas;

- Identificar relações entre as variações sazonais e diárias de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> com a sazonalidade de variáveis ambientais e meteorológicas;

- Identificar se eventos de El-Niño e La-Ninã podem interferir na dinâmica do reservatório;

## Capítulo I

---

Vale, R. S.; Alves, E. G.; Santana, R. A.; Tóta, J.; Souza, R.; Miller, S. 2015. Conceitos e métodos da transferência de gases na interface água-ar. *Revista Brasileira de Geografia Física*. 08(04), 1244-1255.

## **Conceitos e métodos da transferência de gases na interface água-ar.**

### **RESUMO**

Estudos relacionados com fluxo de gases na interface água-ar tem recebido a atenção da comunidade científica nas últimas décadas. Os primeiros estudos foram iniciados em túneis de vento e logo depois levados para o campo. Os oceanos foram o primeiro alvo de estudo, devido seu papel fundamental no ciclo global do carbono. No entanto, estudos realizados em águas interiores revelaram que estes ambientes desempenham, também, um papel importante no ciclo regional e global do carbono. O avanço nos estudos levou a um melhor entendimento dos processos que controlam a transferência de gás e das estimativas de fluxo na interface água-ar. Este trabalho reúne, dentro de um contexto histórico, os principais e mais relevantes estudos relacionados à transferência de gases na interface água-ar. Esta revisão aborda princípios fundamentais de transferência gasosa na interface água-ar e avanços na teoria de transferência de gases, modelos e técnicas de medição. Com base nesses estudos, apresentamos os conceitos e processos envolvidos no cálculo da velocidade de transferência gasosa e dos fluxos de gases.

**Palavras-chave:** fluxo de gases, velocidade de transferência e interface água-ar.

### **Concepts and methods of gas transfer in air-water interface**

#### **ABSTRACT**

Studies related to gas fluxes at the water-air interface have been examined by the scientific community during the last decades. Firstly, studies were initiated in wind tunnels and, then, were carried out in the field. The oceans were the first place of study, due to its fundamental role on the global carbon cycle. However, investigations carried out in the continental waters have shown that these environments also have an important role on regional and global carbon cycles. Advances in this topic of research led to a better understanding of the processes that control the gas transfer, which improved the estimates of fluxes at the interface water-air. In a historic context, this study brings together the main and the most important studies related to gas transfer in the interface water-air. Based on these studies, we attempt to show, clearly, the concepts and processes involved in the calculation of the transfer velocity and gas fluxes. This review discusses the fundamental principles of gas transfer at the interface water-air and the advances in the theory of gas transfer, models and techniques of measurements.

**Keywords:** gas fluxes, transfer velocity and air-water interface.

## INTRODUÇÃO

Os primeiros estudos realizados sobre transferência de gases na interface água-ar foram realizados em laboratórios de túneis de vento para tentar simular as condições do ambiente real (Liss, 1973, Broecker *et al.*, 1978; Liss e Slater, 1974; Deacon, 1977; Merlivat, 1980). A partir destes estudos, foram desenvolvidas algumas técnicas para medição de transferência de gases em ambientes aquáticos, sendo o principal alvo, os oceanos, depois lagos, reservatórios e rios.

A transferência de gases através da interface água-ar desempenha um papel importante nos processos geofísicos e na engenharia ambiental. As áreas mais problemáticas variam do ciclo geoquímico natural dos materiais, a problemas com a qualidade da água em rios, lagos e águas costeiras e aplicações em instalações industriais (Herlina, 2005). Estas trocas são responsáveis pelo sequestro de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) da atmosfera para os oceanos, tornando-os um grande sorvedouro de CO<sub>2</sub> e, conseqüentemente, agentes influenciadores na regulação do clima e atuam como fonte de núcleo de condensação de nuvens através do fluxo oceano-atmosfera de dimetil sulfureto (Wanninkhof *et al.*, 2009). Assim como os oceanos, os lagos naturais e de reservatórios são considerados fontes significantes de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera (Cole *et al.*, 1994; Richey *et al.*, 2002, Rasera *et al.*, 2013). Na Amazônia, o efluxo de CO<sub>2</sub> proveniente de águas interiores (0,5 Pg C ano<sup>-1</sup>) é comparável a taxa de carbono armazenado nas árvores da floresta amazônica (Phillips *et al.*, 1998), e muito maior do que o carbono exportado pela Amazônia para os oceanos (0,5 Gt C ano<sup>-1</sup>) (Richey *et al.*, 2002).

Neste contexto, este estudo aborda uma revisão histórica sobre os primeiros e mais relevantes trabalhos sobre a troca gasosa na interface água-atmosfera, baseado em Liss (1973), Liss e Slater (1974), Broecker *et al.* (1978), Deacon (1977), Merlivat (1980), no capítulo escrito por Liss (1983) para a '*Gas transfer: Experiments and geochemical implications*', Liss e Merlivat (1986), MacIntyre, Wanninkhof e Chanton (1995), Jähne e Haubecker (1998), Banerjee e MacIntyre (2004).

Assim, o objetivo deste estudo é proporcionar ao leitor, que trabalha ou pretende trabalhar com fluxos de gases nesta interface, conceitos e processos físicos que fundamentam esta transferência. Além disso, proporcionar uma melhor compreensão do papel da velocidade de transferência de gases (k) e sua relação com o vento e se a transferência é molecular ou turbulenta. Essa fundamentação ajudará no estudo da transferência de gases na interface água-ar, independente do método ou técnica utilizado.



Iniciamos este estudo descrevendo os principais processos físicos envolvidos na transferência gasosa, seguido pelas técnicas de medição que podem ser diretas ou indiretas e finalizamos com os principais modelos usados em estudos relacionados à transferência de gases na interface e na determinação da velocidade de transferência.

## **PROCESSOS FÍSICOS DA TRANSFERÊNCIA**

Os principais estudos em túneis de vento sobre transferência por processos físicos têm sido realizados para gases que possuem a troca controlada pela fase líquida ( $r_l \gg r_g$ ), e os resultados podem ser classificados como efeitos do vento, ondas, bolhas e transferência de calor.

### **Vento**

O vento é a forçante principal da camada limite aquosa que controla a troca gasosa. Apesar das diferenças entre as características dos túneis de vento utilizados, os resultados em geral apresentam boa concordância quantitativa, e mostram um claro aumento na velocidade de transferência com a velocidade do vento. No entanto, estudos mais detalhados revelam algumas diferenças. Por exemplo, Kanwisher (1963) encontrou um aumento na velocidade de transferência proporcional ao quadrado da velocidade do vento, enquanto Broecker *et al.* (1978) uma tendência aproximadamente linear para uma velocidade, pelo menos acima de  $2-3 \text{ m s}^{-1}$ .

Os estudos de Broecker *et al.* (1978) e Kanwisher (1963), bem como a maioria dos outros estudos realizados em laboratórios, foram realizados em túneis de vento. Jähne *et al.* (1979) mostram resultados bi-lineares de um túnel circular com um aumento muito gradual na velocidade de transferência para velocidades do vento acima de  $8 \text{ m s}^{-1}$ , e um aumento muito mais rápido para valores acima de  $8 \text{ m s}^{-1}$ . Isso ocorre devido um salto por um fator de 5 na velocidade de transferência próxima a  $8 \text{ m s}^{-1}$ , concomitante com um aumento similar na velocidade de fricção. Os padrões de onda exibem uma transição abrupta similar, de quase calmas, para abaixo de  $8 \text{ m s}^{-1}$ , para ondas irregulares de amplitude de vários centímetros, para valores acima desta velocidade. Os autores sugerem que a descontinuidade pode ser causada pela instabilidade de Kelvin-Helmholtz, que se manifesta na forma de ondas na superfície da água devido à diferença de velocidade através da interface entre a água e o ar sobrejacente.

As relações mais comuns usadas entre troca gasosa e velocidade do vento para estudos em campo são de Deacon (1977, 1981), Liss e Merlivat (1986), Wanninkhof (1992), Cole

e Caraco (1998) e Wanninkhof e McGillis (1999), os quais serão abordados com mais detalhes adiante.

### **Ondas**

O surgimento de ondas na superfície da água parece ser responsável pelo rápido aumento na velocidade de transferência de gases na interface água-ar (Kanwisher, 1963; Brocker *et al.*, 1978; Jähne *et al.*, 1979; Jähne *et al.*, 1987, Jähne e Haubecker, 1998). Provavelmente, a ideia do aumento da transferência de gases coincide com o surgimento de ondas capilares por causa do aumento da área para troca gasosa devido à superfície ondulada.

Uma superfície coberta com ondulações *Crapper* íngremes pode aumentar a transferência gasosa em 3,5 vezes o valor de superfícies planas (MacIntyre, 1971). No entanto, Hasse e Liss (1980) argumentam que ondas capilares podem aumentar a área no máximo 50%, o que é insignificante quantitativamente. Seguindo esse pensamento, pode-se argumentar que ondas capilares podem não ser a causa do aumento observado na troca gasosa, mas pode atuar como indicador de uma mudança na natureza do processo de transferência de gases na água próximo a interface, o que pode ou não, ter a mesma origem que as ondulações (Liss, 1983).

Merlivat e Memery (1983) atribuíram o aumento da velocidade de troca a velocidades de ventos variando de 10 a 14 m.s<sup>-1</sup> pelo aumento de transporte gasoso via bolhas causadas pela quebra de ondas. No entanto, ondas podem também contribuir para a produção de turbulência pela geração de vorticidade (MacIntyre *et al.*, 1995). A taxa de troca gasosa sem vento em experimentos realizados em tanques revela um aumento devido à presença de ondas (Kanwisher, 1963).

De acordo com Jähne *et al.* (1987), os experimentos e as considerações teóricas mostram claramente a influência significativa de ondas na transferência de massa através da camada superficial aquosa. A presença de ondas na superfície da água tem basicamente dois efeitos: a) as condições limites hidrodinâmicas mudam de tal maneira que ocorre divergência e convergência locais na superfície. Este efeito é indicado pela diminuição no expoente *n* do número de Schmidt de aproximadamente 2/3 para 1/2. b) um ciclo de energia adicional é iniciado. A energia adquirida pelas ondas através da ação do vento é finalmente transferida para a turbulência próxima à superfície.

## **Bolhas**

A principal forma de geração de bolhas em ambientes aquáticos ocorre pela quebra das ondas. As quebras das ondas, tornam-se mais frequentes quando a velocidade do vento aumenta, misturando grandes quantidades de ar dentro da água. A turbulência dispersa esse ar dentro de bolhas. Essas bolhas então sobem em direção a superfície a uma taxa que depende do seu tamanho. Os gases nas bolhas se equilibrarão com a água através da qual estão passando. Devido à pressão hidrostática, a sua pressão e, portanto a sua tensão gasosa, será aumentada de 0,1 atm a cada metro de profundidade. A atmosfera pode ser considerada como um reservatório infinito, em relação aos gases dissolvidos em qualquer superfície de água com a qual ela esteja trocando. Isso significa que sua composição não é alterada por pequenas quantidades de gases entrando e saindo da atmosfera. De maneira análoga, a água também pode ser considerada um reservatório infinito durante o tempo de vida de uma bolha, ou seja, sua pressão não será afetada por pequenas quantidades de gases entrando na solução da bolha. As quantidades relativas de diferentes gases que serão transportados por uma bolha serão diretamente proporcionais as suas diferenças na pressão parcial do ar ou da água (Kanwisher, 1963).

Broecker (1980) investigou os efeitos de bolhas de O<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub> sobre a troca gasosa entre a atmosfera e o oceano. Nesse estudo, a velocidade de transferência foi medida em função da velocidade do vento, para o O<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub>. Para velocidade acima de 2 m.s<sup>-1</sup>, ondas capilares começam a surgir na superfície da água, a velocidade de transferência para ambos os gases aumentam linearmente, acima de 8 m.s<sup>-1</sup> para o O<sub>2</sub> e 14 m.s<sup>-1</sup> para o CO<sub>2</sub>, quando uma mudança abrupta na inclinação da curva do gráfico ocorre. Essa mudança na inclinação é atribuída à produção de bolhas pela quebra de ondas. Os resultados claramente indicam a importância potencial de bolhas como um trocador de gases. Os efeitos de bolhas são mais pronunciados e ocorrem a uma velocidade de vento mais baixa para O<sub>2</sub> do que para o CO<sub>2</sub>, e isso se deve a relativa insolubilidade do oxigênio (H ~30), comparado com o dióxido de carbono (H ~1).

## **Transferência de calor**

No estudo de troca de CO<sub>2</sub> realizado em túnel de vento por Hoover e Berkshire (1969), notou-se que, se a temperatura da água no túnel estivesse abaixo da temperatura de ponto de orvalho do ar, a transferência gasosa seria fortemente inibida. Essa descoberta levou Quinn e Otto (1971) a sugerir a ocorrência do tamponamento da evaporação normal

forçada por movimentos convectivos pela condensação dentro da superfície, conduzindo a um aumento da estabilidade térmica da água próximo a superfície.

Os resultados encontrados por Liss *et al.* (1981) levam a duas conclusões no contexto ambiental: a) o movimento convectivo na superfície próximo a água, forçado pelo resfriamento evaporativo, é irrelevante (exceto possivelmente sob condições muito calmas), e deve ser dominado pela turbulência gerada mecanicamente (vento). Mesmo nas mais baixas velocidades de vento usadas no túnel, nenhum efeito na evaporação de O<sub>2</sub> foi observado; b) a redução na velocidade de transferência sob condições de condensação pode ser de alguma importância ambiental. Isto é, embora a evaporação deva dominar sob a condensação para os oceanos como um todo, em alguma área particular o contrário pode acontecer.

Uma alternativa sugere que a troca gasosa é controlada pela dissipação de energia na superfície, mais do que a tensão ou velocidade de fricção ( $u_*$ ). A implicação prática desta alternativa é que as escalas de dissipação (aproximadamente com o vento elevado ao cubo) dão suporte para dependências fortemente não lineares de  $k$  em  $u_{10}$  (velocidade do vento corrigida para 10 m de altura) (Wanninkhof *et al.*, 2009).

## TÉCNICAS DE MEDIÇÃO

As medições da velocidade de transferência de gases e de fluxos, principalmente para o CO<sub>2</sub>, podem ser realizadas de três formas: fluxo direto, balanço de massa e técnicas *proxy*.

### Fluxo Direto

#### Covariância de vórtices turbulentos

A técnica de covariância ou correlação de vórtices turbulentos é considerada uma das mais eficientes para determinar o fluxo, porque ela não depende de considerações sobre as propriedades do gás ou aproximações em relação à estrutura turbulenta da camada limite atmosférica. O fluxo vertical de um escalar de interesse pode ser estimado pelo cálculo da covariância entre a componente da flutuação da velocidade vertical e a concentração do escalar flutuante, medidos simultaneamente em uma determinada altura sobre a interface água-ar. Para esse método, a homogeneidade horizontal é assumida e a decomposição de Reynolds é aplicada. Então, temos o fluxo,

$$F = \overline{w'c'} \quad (1)$$

Para aplicar a método da covariância de vórtices turbulentos, se faz necessário o uso de instrumentos de resposta rápida para capturar a alta frequência das flutuações das

concentrações dos gases e a velocidade turbulenta. O uso deste método apresenta alguns desafios quanto às medidas do lado do ar, devido à contaminação do fluxo induzido pelo movimento da plataforma de coleta de dados, incertezas da concentração dos gases devido a mudanças na densidade do ar causado por variações da temperatura e vapor d'água, conhecido como efeito Webb (Webb *et al.*, 1980).

A técnica da covariância de vórtices turbulentos apresenta inúmeras vantagens, no entanto, o processamento dos dados brutos mostra que o controle dos dados é necessário para garantir sua qualidade (Foken e Wichura, 1996). Esses controles são relativamente simples desde que todas as funções envolvidas de turbulência sejam válidas e possam ser verificadas em todos os passos pós-processamento (Mann e Lenschow, 1994).

Embora este método seja utilizado há muito tempo sobre plataformas fixas sobre diferentes tipos de solo e relevo, apenas nas duas últimas décadas este tem sido empregado para medição de fluxos turbulentos, principalmente CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, O<sub>2</sub> e DMS, sobre os oceanos (McGillis *et al.*, 2001, Miller *et al.*, 2009), lagos (MacIntyre *et al.*, 2009, 2010; Polsenaere *et al.*, 2013) e rios (Guérin *et al.*, 2007, Rasera *et al.*, 2013).

#### **Acumulação de vórtices**

É um método alternativo da covariância de vórtices turbulentos. A acumulação de vórtices turbulentos foi desenvolvida para gases cuja medição da concentração no ar não pode ser realizada na frequência necessária para medidas de covariância (altas frequências, 10 Hz). O método foi desenvolvido e empregado para estimar o fluxo gasoso separando as medições da concentração do gás ascendentes e descendentes. É expresso matematicamente como

$$F = b\chi\sigma_l(C_a - C_d) \quad (2)$$

onde  $\sigma_l$  é o desvio padrão da velocidade vertical,  $C_a$  e  $C_d$  a concentração do gás ascendente e descendente, respectivamente, e  $b\chi$  o coeficiente que depende do limite e da característica da escala de comprimento da turbulência (Zemmelink *et al.*, 2002 e 2004).

Esse método é atraente, devido não ser necessário uma alta taxa de amostragem para as concentrações do gás (o que não é possível no método da covariância) e é possível retirar a umidade da corrente de ar antes da amostragem do gás, eliminando a necessidade de correções das variações da densidade causada pelo vapor d'água e temperatura (Webb *et al.*, 1980).

### Câmara flutuante

Dos métodos diretos de medida de fluxo, a câmara flutuante é o mais usado devido seu baixo custo, simplicidade e mobilidade que permite realizar várias amostragens em pontos distintos, levando a uma maior cobertura espacial. Toda metodologia, aqui abordada sobre a câmara flutuante, segue o estudo de Frankignoulle (1988). A metodologia consiste em colocar a câmara flutuante sobre a superfície da água e medir a variação do nível de concentração do gás de interesse dentro da câmara. A pressão parcial do gás contida no ar é medida com um analisador de gás por infravermelho conectado a câmara por uma bomba. O analisador de gás por infravermelho deve ser calibrado de acordo com o gás estudado e especificações técnicas.

O experimento pode ser dividido em dois passos: a) antes da medição do fluxo, a câmara deve ser mantida alguns minutos (até a leitura do analisador de gás estabilizar) acima da superfície da água para limpar todo o sistema com ar fresco da superfície e determinar a pressão parcial do gás; b) a câmara é então colocada na superfície da água e o aumento inicial ou diminuição linear da concentração do gás atmosférico na câmara nos dá a direção e magnitude do fluxo. O experimento é parado quando a mudança torna-se não linear. Uma medição de fluxo precisa cerca de 15 minutos, dependendo dos parâmetros dos fluxos.

O fluxo através da superfície d'água é calculado pela equação,

$$F = (\delta P_{gás}/\delta t)(V/RTS) \quad (3)$$

onde  $F$  é o fluxo ( $\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ),  $\delta P_{gás}/\delta t$  a inclinação ( $\text{ppm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) da variação inicial da pressão parcial do gás na câmara calculado de acordo com calibração do analisador de gás por infravermelho,  $V$  é o volume ( $\text{m}^3$ ) do sistema experimental (câmara),  $R$  a constante dos gases ( $\text{atm}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ),  $T$  a temperatura do ar (K) e  $S$  a área da superfície da água na câmara ( $\text{m}^2$ ). A estabilidade do analisador por infravermelho tem sido verificada na ausência de qualquer fluxo, e o limite da detecção do fluxo para o  $\text{CO}_2$  é  $< 10^{-8} \text{ mol}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Alguns erros nas medições são difíceis de serem identificados, porque eles estão relacionados a muitos fatores que não são fáceis de quantificar. O fluxo da câmara substancialmente altera o regime de turbulência tanto na água quanto no ar, tanto quanto as interações que ocorrem entre eles e existe uma grande dificuldade em entender tais estruturas no mar sob qualquer outra condição que não a de condições calmas (Liss, 1983).

### Fluxo Gradiente

O fluxo do gás através da camada limite é diretamente proporcional ao gradiente de concentração que existe dentro da camada. O fluxo de massa através da camada limite de massa aquosa e de ar na interface água-ar são equivalentes em condições de equilíbrio, apesar disso o gradiente pode ser controlado em cada lado dependendo da solubilidade e da taxa de transferência do gás (Liss, 1973; Liss e Slater, 1974). O que implica que o fluxo da superfície água-ar deve estar em equilíbrio com o fluxo através da camada superficial atmosférica sob condições de homogeneidade (Panofsky e Dutton, 1984).

Segundo Zappa *et al.* (2003) a técnica do fluxo gradiente usa perfis verticais da concentração média do CO<sub>2</sub>,  $\bar{c}$ , na camada superficial atmosférica para estimar o fluxo de CO<sub>2</sub> através da interface água-ar. Nesta técnica, o fluxo é obtido multiplicando o gradiente vertical médio de CO<sub>2</sub> na camada superficial atmosférica pela difusividade de vórtice turbulento,  $K_c$ , então temos

$$F = K_c \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (4)$$

onde  $z$  é altura acima da superfície média da água. A difusividade de vórtice significa a eficiência do transporte através da camada superficial atmosférica, que possui espessura da ordem de 1-10 m. Relações empíricas sobre o continente e os oceanos indica que existe uma similaridade entre os gradientes de quantidades escalares tais como temperatura, umidade específica e escalares traços como CO<sub>2</sub>. Isso significa que a difusividade de vórtices para essas quantidades comportam-se similarmente, e que a difusividade de vórtice para o CO<sub>2</sub>,  $K_c$ , pode ser estimada a partir da difusividade de outros escalares que são medidos dentro da camada superficial atmosférica. O  $K_c$  para o CO<sub>2</sub> é dependente da estabilidade e da altura ( $z$ ) dentro da camada superficial atmosférica e da velocidade do vento, resultando em um perfil semi-logarítmico de  $\bar{c}$  quando utilizada a equação (4). O fluxo de CO<sub>2</sub> é determinado pelo gradiente de concentração semi-logarítmico de acordo com a equação (4).

A técnica é mais eficiente quando o vento é moderado e a estratificação dentro da camada superficial atmosférica é mínima. E existe maior incerteza em regimes de ventos fracos onde a difusividade de vórtices não é bem compreendida. As fontes e sumidouros dentro da camada superficial atmosférica violam a base em que a relação fluxo de perfil foi construída e ainda não tem sido testada de forma confiável. Interações de outros gases traços e contaminantes oceânicos podem levar a vieses induzidos pelo tubo que causam erros nas estimativas de fluxos (Fairall *et al.*, 2000).

### Balanço de Massa

A técnica do balanço de massa baseia-se em medir a taxa de mudança de concentração devido à transferência gasosa na interface água-ar, para condições de equilíbrio após uma perturbação dos gases na água. O princípio básico desta técnica pode ser obtido na equação (5) e, reconhecendo que no caso onde o volume de água exposto à atmosfera é constante,  $F$  é igual à mudança na massa do gás,  $M$ , dividido pela superfície da área,  $A$ ,

$$F = \left(\frac{\partial M}{\partial t}\right) A^{-1} \quad (5)$$

Assim,  $F$  pode ser determinado e  $k$  pode ser estimado se a diferença de concentração na interface água-ar e a massa que diminuem com o tempo for conhecida e bem caracterizada. Vários diferentes métodos de perturbação de concentração podem ser utilizados (Wanninkhof *et al.*, 2009).

### Decaimento radioativo

O método por decaimento radioativo, usando os elementos químicos Rádio ( $^{226}\text{Ra}$ ) e o isótopo Radônio ( $^{222}\text{Rn}$ ), foi inicialmente realizado para estudos sobre o oceano por Broecker (1965) e Broecker e Peng (1974). O  $^{222}\text{Rn}$  é o isótopo mais estável e também o mais abundante e é produto da desintegração do  $^{226}\text{Ra}$ . Nos oceanos, longe da interface água-ar ou água-sedimento, o isótopo  $^{226}\text{Ra}$  (meia vida de 1622 anos) e o  $^{222}\text{Rn}$  (meia vida de 3,8 dias) são encontrados em equilíbrio radioativo. No entanto, uma vez que o Rn ocorre como um gás e a água do mar é supersaturada em relação à atividade do  $^{222}\text{Rn}$  encontrado na atmosfera, este isótopo tenderá a ser perdido ao cruzar a interface oceano-atmosfera. Nas profundidades mais rasas existe uma deficiência de  $^{222}\text{Rn}$  relativo à sua aparente atividade de  $^{226}\text{Ra}$ , o radônio perdido escapa para a atmosfera através da superfície do mar (Liss, 1983).

Segundo Wanninkhof *et al.* (2009), na ausência de transferência gasosa o  $^{222}\text{Rn}$  estará em equilíbrio com o  $^{226}\text{Ra}$ , em termos de atividade, o que é observado abaixo da camada de mistura superfície da água. Dentro da camada de mistura da água, uma pequena fração de  $^{222}\text{Rn}$  escapará devido à transferência gasosa tal que a magnitude do desequilíbrio de  $^{222}\text{Rn}$  e do  $^{226}\text{Ra}$  na camada de mistura é diretamente proporcional à taxa de transferência gasosa. As equações para determinar a velocidade de transferência são exibidas abaixo,

$$F_{222Rn} = k(222Rn_l - \alpha 222Rn_a) \approx k(222Rn_l) \quad (6)$$

onde o primeiro termo do lado esquerdo representa o fluxo de Radônio através da interface e os termos  $222Rn_l$  e  $222Rn_a$  representam o radônio na água e no ar, respectivamente. A concentração de  $^{222}\text{Rn}$  no ar é considerada zero. Se o sistema está em



estado de equilíbrio (condições de homogeneidade e estacionariedade na camada de mistura da água), a perda devido o decaimento radioativo deve ser igual ao fluxo,

$$F_{222Rn} = \lambda I \quad (7)$$

onde  $\lambda$  é o decaimento constante ( $2,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  ou  $0,18 \text{ dia}^{-1}$ ) e  $I$  é o déficit de  $^{222}\text{Rn}$  relativo ao  $^{226}\text{Ra}$  na camada de mistura (em termos da atividade,  $A$ ) de forma que,

$$k = \lambda I / A_{222Rnl} \quad (8)$$

O tempo de resposta do método será diretamente proporcional a meia vida do  $^{222}\text{Rn}$  de quatro dias.

### Injeção de traços

Várias das deficiências do método de traços naturais, tal como o cálculo para processos biológicos, podem ser atenuados pela injeção intencional de um gás traço na água. Wanninkhof *et al.* (1985 e 1987) realizaram os primeiros trabalhos usando a injeção de hexafluoreto de enxofre ( $\text{SF}_6$ ) em lagos de água doce e salina para a determinação da velocidade de troca gasosa. O  $\text{SF}_6$  é escolhido por ser um gás quimicamente inerte, presente na água em baixos níveis de concentração e com relativa facilidade de análise (Upstill-Goddard *et al.*, 1991; Wanninkhof e Bliven, 1991).

Descreveremos a metodologia da injeção de  $\text{SF}_6$  em lagos usada nos estudos de Wanninkhof *et al.* (1987). O fluxo para o  $\text{SF}_6$  é calculado com a equação (5). Se o  $\text{SF}_6$  é confinado a uma camada de mistura de profundidade média  $h$ , o fluxo é definido como,

$$F = -(dC/dt)h. \quad (9)$$

onde  $C$  é concentração média na camada de mistura. A partir da equação (9) temos,

$$k = -\frac{(dC/dt)h}{(C_l - C_o)} \quad (10)$$

onde  $C_l$  é a concentração de  $\text{SF}_6$  poucos centímetros abaixo da superfície d'água e  $C_o$  é a concentração na água em equilíbrio com a concentração de  $\text{SF}_6$  no ar. Uma vez que a diferença entre  $C$  e  $C_l$  é em média 10% e varia aleatoriamente, ajustamos  $C_l = C$ . Espera-se que a diferença entre  $C_l$  e  $C$  seja máxima na amostragem quando ocorre estratificação temporal na superfície. Visto que muito da troca gasosa ocorre nos ventos de velocidade mais altos quando o lago está bem misturado, o ajuste de  $C_l = C$  parece ser apropriado.

Integrando a equação (10) entre  $t_i$  e  $t_f$ , obtemos,

$$k = \frac{h}{\Delta t} \ln \left( \frac{C_i - C_o}{C_f - C_o} \right) \quad (11)$$

onde  $C_i$  e  $C_f$  são as concentrações médias na camada de mistura nos respectivos tempos, e  $\Delta t = t_f - t_i$ .

Uma vez que a concentração na água é muito maior do que  $C_o$ , podemos desprezar o último termo na equação (11). Assim, o coeficiente de troca para nossa aplicação é,

$$k = \frac{h}{\Delta t} \ln \frac{C_i}{C_f} \quad (12)$$

A fim de determinar o decaimento da concentração no lago de SF<sub>6</sub> com o tempo, uma concentração média total do lago para cada dia de amostragem deve ser calculada levando em conta a variação na concentração com a profundidade. Perdas além do SF<sub>6</sub> na interface água-ar devem também ser corrigidas. Para Jähne *et al.* (1989), o SF<sub>6</sub> pode resolver o problema do fechamento do balanço de massa, embora o procedimento apresente a desvantagem de consumir muito tempo.

## Proxy

### Método dissipativo inercial

As mudanças associadas com o método de covariância para estimativa dos fluxos no mar levaram ao uso do método dissipativo inercial na camada limite atmosférica (Fairall e Larsen, 1986). Para se calcular o fluxo do gás de interesse por este método, considera-se que a geração e a dissipação das flutuações turbulentas da concentração do gás estejam em balanço. Esse método é baseado na TSMO para a parte da alta frequência da variância ou da flutuação da concentração do espectro. Os balanços de turbulência para as variâncias são usados para resolver os parâmetros de escala da turbulência, e, portanto, os fluxos de superfície.

O balanço da variância da concentração na camada limite atmosférica pode ser dado por,

$$-\overline{C'w'} \left( \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{1}{2} \left( \overline{\partial C'^2 w} \right) = \varepsilon_c \quad (13)$$

O primeiro termo é a taxa de produção das flutuações da concentração que surgem da ação do fluxo turbulento ( $C'w'$ ) no gradiente de concentração  $\partial C / \partial z$ . O termo do meio é a divergência das flutuações, ou termo de transporte, e é geralmente explicado por correções baseadas nas relações de similaridade entre os fluxos e os gradientes dos escalares (Wanninkhof *et al.*, 2009). O último termo, a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta,  $\varepsilon_c$ , é a taxa de destruição dessas flutuações devido à difusividade molecular e acredita-se que, aproximadamente, o termo de dissipação se equilibre com o termo de produção (Edson e Fairall, 1998). A taxa de dissipação de energia cinética turbulenta,  $\varepsilon_c$ , é então relacionada com a média do quadrado do gradiente da concentração. A ideia de separação das grandes escalas de produção das pequenas escalas

de dissipação leva a uma região de alta frequência da variância do espectro do gás é proporcional à frequência elevada a  $-5/3$ , conhecido como subdomínio inercial da lei de Kolmogorov.

No método dissipativo inercial, o fluxo  $F$  necessita do espectro de variância da concentração do gás e da TSMO para obter  $c_*$ , e a velocidade de fricção  $u_*$ ,

$$F = c_* u_* \quad (14)$$

Das equações de geração até a dissipação e conhecendo a dependência do gradiente geral da concentração, a velocidade de transferência de gases pode ser determinada. Para saber mais detalhes do formalismo matemático das equações envolvidas neste método consulte Fairall e Larsen (1986) e Edson e Fairall (1998).

### **Fluxo controlado**

Estudos pioneiros usando o método do fluxo controlado foram realizados por Jähne *et al.* (1989), Haubecker *et al.* (1995) e Haubecker (1996) na determinação da velocidade de troca de gases na interface oceano-atmosfera com alta resolução espacial e temporal. A ideia básica deste método é aplicar um fluxo controlado e conhecido de um traço através da interface, forçando o estabelecimento de uma diferença de concentração. A velocidade de transferência local pode ser determinada pela simples medida da diferença de concentração através da camada limite aquosa com uma constante do tempo ( $t$ ) para o transporte através da camada limite,

$$t = z/k \quad (15)$$

onde  $z$  é a espessura da camada limite,  $k$  a velocidade de troca gasosa e  $t$  a constante do tempo dado em segundos.

De acordo com Jähne e Haubecker (1998) o calor é um traço ideal para o método do fluxo controlado. Primeiro porque a temperatura na superfície da água pode ser medida com alta resolução espacial e temporal usando termografia infravermelha. Segundo, um fluxo conhecido e controlado pode ser aplicado pelo uso da radiação infravermelha. A radiação infravermelha penetra na camada limite do lado do ar sem atenuação significativa, encurtando a alta resistência do lado do ar para a transferência do calor, e é então absorvida nos primeiros micrômetros na superfície da água. Portanto, o método mede diretamente a velocidade de transferência de calor no lado da água.

Um exemplo deste método é usar uma câmera infravermelha sensível para capturar uma série temporal de imagens de pequenos pontos (*spots*) aquecidos na superfície da água. A fim de determinar a frequência renovada  $f$ , usamos o modelo de renovação de superfície

para ajustar à superfície média da curva de decaimento da temperatura observada (Haubecker *et al.*, 1995). A velocidade de transferência de calor pode ser calculada a partir da equação (15) como,

$$k_H = \sqrt{D_H f} \quad (16)$$

onde  $D_H$  é a condutividade térmica da água. Assim, a velocidade de transferência do gás pode ser estimada como,

$$k_G = k_H \left( \frac{Sc}{Pr} \right)^{-n} \quad (17)$$

onde  $Sc$  é o número de Schmidt do gás de interesse e  $Pr$  é o número de Prandtl definido como  $Pr = \nu/D_H$ , o expoente  $n$  varia entre a faixa de 1/2 e 2/3 dependendo da rugosidade da superfície da água.

A desvantagem deste método é que a velocidade de transferência do gás deve ser extrapolada a partir da velocidade de transferência do calor. Devido a grande diferença entre o número de Schmidt do calor e do  $\text{CO}_2$  (600), gera dúvida se a extrapolação para números tão altos de Schmidt é válida. Problemas experimentais surgem do fato de que somente a temperatura da superfície  $T_s$  é diretamente acessível e não a diferença de temperatura  $\Delta T$  através da camada limite aquosa. Implementações práticas usam métodos ativos e passivos diferentes para estimar a diferença de temperatura ou a constante do tempo da transferência de calor (Jähne e Haubecker, 1998).

## MODELOS CONCEITUAIS

Os modelos servem para três propósitos básicos: a) melhorar o entendimento da física dos processos de transferência; b) permitir medições de  $k$  usando um gás para ser convertido em valores equivalentes para outro gás de interesse e c) realizar previsões do valor de  $k$  a partir de outros parâmetros conhecidos, como o vento (Liss e Merlivat, 1986). Os modelos conceituais podem ser classificados em: modelo filme, modelo de renovação de superfície e modelo de camada limite.

### Modelo Filme

No modelo filme desenvolvido por Liss e Slater (1974), a transferência gasosa ocorre através de um fino filme inerte de fluido laminar adjacente a interface água-ar, e sua espessura pode ser denotada por  $z$  e a velocidade de transferência gasosa obedece a Lei de Fick (Equação 18), ou seja, o processo é dominado por difusão molecular. Para uma determinada condição, a espessura do filme é invariante no espaço e no tempo. Embora,

tal uniformidade é improvável de ser realizada, exceto possivelmente sob condições de calmarias, o modelo tem sido usado (Liss e Merlivat, 1986). Além do modelo de Liss e Slater (1974), detalhes sobre o modelo filme pode ser encontrado em Whitman (1923).

$$F = -D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (18)$$

A forma mais comum da equação (18) para estudos de troca gasosa é:

$$F = k\Delta C = k(C_l - C_g) \quad (19)$$

### Renovação de superfície

Os modelos de renovação de superfície foram primeiro introduzidos por Higbie (1935) e Danckwerts (1951). Esse modelo é baseado no conceito de que os vórtices turbulentos trazem o fluido do ‘*bulk*’ (parte do perfil vertical que está mais distante da interface água-ar) para a superfície periodicamente e a frequência de renovação,  $f$ , determina a taxa de troca gasosa ao invés da espessura da camada difusiva. Os eventos de renovação são assumidos para ocorrer aleatoriamente com uma frequência e intensidade que estão relacionadas às propriedades da turbulência no *bulk* ou com o grau de quebra de ondas (Donelan e Wanninkhof, 2002). A velocidade de transferência gasosa pode ser modelada de acordo com a equação 16.

O modelo representado pela equação (16) conduz a um perfil exponencial da concentração na subcamada difusiva que deve ser compensado com o perfil logarítmico bem estabelecido na camada totalmente turbulenta longe da superfície (Kraus e Businger, 1994). Para os modelos de renovação de superfície e filme, a velocidade de transferência é proporcional à difusividade molecular ( $D$ ) com uma potência de 1 e 1/2, respectivamente. Esses modelos são de difícil aplicação no campo ou laboratório, uma vez que a espessura do filme não pode ser medida diretamente e as taxas de renovação de superfície são muito difíceis de quantificar (Liss, 1983). De acordo com Jähne *et al.* (1987)  $k$  deve ser proporcional a  $D^n$ , onde  $n$  varia entre 1/2 e 2/3, dependendo da rugosidade da superfície livre e da hidrodinâmica próximo a superfície. Os modelos de renovação de superfície são usados principalmente com a técnica de medição do fluxo controlado (Jähne *et al.*, 1989).

Muito esforço tem sido feito para parametrizar o intervalo de tempo entre a renovação da superfície através das propriedades de vórtices aleatórios próximos a superfície. Entre eles, Banerjee e MacIntyre (2004) destacam o modelo de grande vórtice de Fortescue e

Pearson (1967) e o modelo de pequeno vórtice criado por Banerjee *et al.* (1968). O modelo de grande vórtice sugere que,

$$\tau \sim l/u \quad (20)$$

onde  $l$  é a escala de comprimento integral turbulenta e  $u$  é a velocidade de escala integral.

Por outro lado, o modelo de pequeno vórtice revela que,

$$\tau \sim (\nu/\varepsilon)^{1/2} \quad (21)$$

onde  $\varepsilon$  é a taxa de dissipação de energia turbulenta próxima à interface e  $\nu$  a viscosidade cinemática. Ou seja, a escala de tempo de renovação é determinada pela escala de tempo de Kolmogorov.

Substituindo as escalas de tempo de renovação das equações (20) e (21) no modelo de renovação (16), podemos escrever uma equação para  $k$ ,

$$kSc^{1/2} = uRe_t^{-1/2} \quad (22)$$

$$kSc^{1/2} = uRe_t^{-1/4} \quad (23)$$

onde  $Sc$  é o número de Schmidt e  $Re_t = ul/\nu$  é o número de Reynolds turbulento. A equação (22) representa o modelo de grandes vórtices e a equação (23) o modelo de pequenos vórtices. Aqui  $\varepsilon$  pode ser medido diretamente ou calculado com  $u^3/l$ , seguindo o conceito de cascata de energia turbulenta.

### Camada Limite

Modelos de camada limite compõem um dos métodos de medição indireta para o cálculo do fluxo e da velocidade de troca gasosa. Esses modelos consistem, basicamente, em medir o gradiente de concentração do gás e utilizar equações empíricas para calcular o valor de  $k$  através da velocidade do vento. O primeiro modelo de camada limite foi desenvolvido por Deacon (1977 e 1981). A partir de Deacon, os modelos mais citados na literatura de transferência gasosa são: Liss e Merlivat (1986), Wanninkhof (1992), Cole e Caraco (1998) e Wanninkhof e McGillis (1999).

A principal característica do modelo de Deacon (1977 e 1981) foi usar a velocidade de fricção na água ao invés do ar. O modelo assume que a superfície é lisa e que a tensão permanece atravessando a interface a fim de converter o perfil da velocidade no ar para o perfil equivalente na água. A relação desenvolvida por Deacon é,

$$k = 0,082 Sc^{-2/3} (\rho_a/\rho_l)^{1/2} u_* \quad (24)$$

onde  $\rho_a$  e  $\rho_l$  são a densidade do ar e da água, respectivamente.

O modelo de Liss e Merlivat (1986) é baseado nos resultados do experimento realizado por Wanninkhof *et al.* (1985). As relações encontradas por Liss e Merlivat (1986) consistem em um modelo tri-linear para transferência gasosa com velocidades do vento  $< 3,6 \text{ m.s}^{-1}$  (25), onde começam as ondas capilares, velocidades entre  $3,6 \text{ m s}^{-1}$  e  $13 \text{ m s}^{-1}$  (26) e velocidades do vento  $> 13 \text{ m s}^{-1}$  (27), quando quebra de ondas e entranhamento de bolhas aumentam a transferência gasosa.

$$k = 0,17 u \quad (25)$$

$$k = 2,85 u - 9,65 \quad (26)$$

$$k = 5,9 u - 49,3 \quad (27)$$

onde  $k$  está em  $\text{cm.h}^{-1}$  e  $u$  está convertido para altura de 10 m ( $u_{10}$ ).

O modelo mais utilizado de transferência gasosa baseado na velocidade do vento é a relação quadrática encontrada por Wanninkhof (1992). Esta relação quadrática de Wanninkhof (1992) está de acordo com a teoria e sugere que a velocidade de transferência de gases e  $u_{10}^2$  apresenta a mesma escala. A relação quadrática para a velocidade de transferência de gases do  $\text{CO}_2$  a  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  para água do mar ( $Sc = 660$ ) é dada por,

$$k_{660} = 0,39 u_{10}^2 \quad (28)$$

Wanninkhof (1992) modificou o coeficiente da equação (28) para os casos de condições de vento estáveis ou de curto período,

$$k_{660} = 0,31 u_{10}^2 \quad (29)$$

Cole e Caraco (1998) investigaram a transferência de  $\text{CO}_2$  com ventos fracos em um lago usando a técnica de injeção de  $\text{SF}_6$ .

$$k_{600} = 2,07 + 0,215 u_{10}^{1,7} \quad (30)$$

Para ventos entre  $3$  e  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , os valores previstos para  $k$  pelos modelos de Cole e Caraco (1998) e Wanninkhof (1992) são aproximadamente idênticos.

Usando resultados de laboratório e campo, Wanninkhof e McGillis (1999) investigaram a possibilidade de uma relação cúbica entre a troca gasosa de  $\text{CO}_2$  e a velocidade do vento instantânea (ou de curto período) e o impacto no fluxo global oceano-atmosfera. A relação cúbica proposta na equação (31) exhibe uma fraca dependência da transferência de gases nos ventos de baixa velocidade e uma dependência fortemente significativa nos ventos de alta velocidade do que os modelos anteriores.

$$k_{660} = 0,028 u_{10}^3 \quad (31)$$

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A transferência de gases na interface água-ar tem papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos, manutenção do clima global por meio dos processos físicos, químicos e biológicos envolvidos na transferência. Os primeiros estudos em laboratórios levaram a consideráveis avanços nas técnicas de medição, permitindo medições em campo mais robustas. Apesar dos avanços nas técnicas de medição, muito se desconhece ainda sobre a física do processo de transferência para os diferentes ambientes aquáticos e determinadas condições meteorológicas.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao amigo e professor D. K. Adams (UNAM - México), a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas pela bolsa de pós-graduação, ao Programa Clima e Ambiente do INPA/UEA e a Universidade Federal do Oeste do Pará.

## BIBLIOGRAFIA CITADA

- Banerjee, S. Rhodes, E. and Scott, K. S. 1968. Mass transfer to falling wavy liquid films in turbulent flow. *Industrial Engineering and Chemistry Fundamentals*, 7, p. 22-27.
- Banerjee, S. and Macintyre, S. 2004. The air-water interface: Turbulence and scalar exchange. *In: Advances in Coastal and Ocean Engineering*, ed. P. L. F. Liu. World Sci., Hackensack, N. J., p. 181-237.
- Broecker, W. S. 1965. An application of natural radon to problems in ocean circulation. *In: Symposium on Diffusion in Oceans and Fresh Water* (T. Ichiye, ed.), Columbia University, 116-145.
- Broecker, W. S. and Peng, T. H. 1974. Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, 26, 21-35.
- Broecker, H. C.; Petermann, J. and Siems, W. 1978. The influence of wind on CO<sub>2</sub> exchange in a wind wave tunnel, including the effects of monolayers. *J. Mar. Res.*, 36, p. 595-610.
- Broecker, H. C. 1980. Effects of bubbles upon the gas exchange between atmosphere and oceans. *In: Berichte SFB 94*, Universität Hamburg, 127-139.
- Cole, J. J.; Caraco, N. F.; Kling, G. W. and Kratz, T. K. 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 265, p. 1568-1570.



- Cole, J. J. and Caraco, N. F. 1998. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnol. Oceanogr.*, 43, p. 647-656.
- Danckwerts, P. V. 1951. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption. *Ind. Eng. Chem.*, p. 1460-1467.
- Deacon, E. L. 1977. Gas transfer to and across an air-water interface. *Tellus*, 29, p. 363-374, 1977.
- Deacon, E. L. 1981. Sea-air gas transfer: the wind speed dependence. *Boundary Layer Met.*, 21, p. 31-37.
- Donelan, M. A. and Wanninkhof, R. H. 2002. Gas Transfer at Water Surfaces - Concepts and Issues. *In: Gas Transfer at Water Surfaces*. Washington DC: American Geophysical Union.
- Edson, J. B. and Fairall, C. W. 1998. Similarity relationship in the marine atmospheric surface layer for terms in the TKE and scalar variance budgets. *J. Atmos. Sci.*, 55, p. 2311-2328.
- Fairall, C. W. and Larsen, S. E. 1986. Inertial-dissipation methods and turbulent fluxes at the air-ocean interface. *Bound. Layer Meteor.*, 34, p. 287-301.
- Fairall, C. W.; Hare, J. E.; Edson, J. B. and McGillis, W. 2000. Parametrization and micrometeorological measurement of air-sea gas transfer. *Bound. Layer Meteor.*, 96, p. 63-105.
- Foken, T. and Wichura, B. 1996. Tools for quality assessment of surface based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 78, p. 83-105.
- Fortescue, G. E. and Pearson, J. R. A. 1967. On gas absorption into a turbulent liquid. *Chem Eng Sci*, 22: 1163 - 1176.
- Frankignoulle, M. 1988. Field measurements of air-sea CO<sub>2</sub> exchange. *Limnol. Oceanogr.*, 33(3), p. 313-322.
- Guérin, F.; Abril, G.; Serça, D.; Delon, C.; Richard, S.; Delmas, R. et al. 2007. Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *J. Marine System*, 66, p. 1610172.
- Hasse, L. and Liss, P. S. 1980. Gas exchange across the air-sea interface. *Tellus*, 32, p. 470-481.
- Haubecker, H.; Reinelt, S. and Jähne, B. 1995. Heat as a proxy tracer for gas exchange measurements in the field: principle and technical realization. *See Jähne & Monahan 1995*, p. 405-413.

- Haubecker, H. 1996. *Messung und simulation von kleinskaligen austauschvorgängen an der ozeanoberfläche mittels thermographie*. PhD thesis, Univ. Heidelberg, p. 197.
- Herlina. 2005. *Gas transfer at the air–water interface in a turbulent flow environment*. Doctoral thesis, Inst. Hydromech. University of Karlsruhe, University Press ISBN 3-937300-74-0, 2005.
- Higbie, R. 1935. The rate of absorption of a pure gas into a still liquid during short periods of exposure. *AIChE Transactions.*, 31, p. 365-390.
- Hoover, T. E. and Berkshire, D. C. 1969. Effects of hydration on carbon dioxide exchange across an air-water interface. *J. Geophys. Res.*, 74, p. 456-464.
- Jähne, B.; Münnick, K. O. And Siegenthaler, U. 1979. Measurements of gas exchange and momentum transfer in a circular wind-water-tunnel. *Tellus*, 31, p. 321-329.
- Jähne, H.; Münnick, K. O.; Bössinger, R.; Dutzi, A.; Huber, W.; Libner, P. 1987. On the parameters influencing air-water gas exchange. *J. Geophys. Res.*, 92, p. 1937-1949.
- Jähne, B.; Libner, P.; Fischer, R.; Billen, T. and Plate, E. J. 1989. Investigating the transfer processes across the free aqueous viscous boundary layer by the controlled flux method. *Tellus*, 41B, p. 177-195.
- Jähne, B. and Haubecker, H. 1998. Air-water gas exchange. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 28, p. 443-468.
- Kanwisher, J. 1963. On the exchange of gases between the atmosphere and the sea. *Deep-Sea Res.*, 10, p. 195-207.
- Kraus, E. B. and Businger, J. A. 1994. *Atmosphere-Ocean Interaction*. New York: Oxford.
- Liss, P. S. 1973. Processes of gas exchange across an air-water interface. *Deep Sea Res.*, 20, p. 221-238.
- Liss, P. S. and Slater, P. G. 1974. Flux of gases across the air- sea interface. *Nature*, 247, p. 181-184.
- Liss, P. S. 1983. Gas Transfer: Experiments and geochemical implications. *In: Air-sea exchange of gases and particles*, ed. PS Liss, WG Slinn., p. 241-299. Dordrecht, The Netherlands: Reidel.
- Liss, P. S.; Balls, P. W.; Martinelli, F. N. and Coantic, M. 1981. The effect of evaporation and condensation on gas transfer across an air-water interface. *Oceanologica Acta*, 4, p. 129-138.

- Liss, P. S. and Merlivat, L. 1986. Air-sea gas exchange rates: introduction and synthesis. *In: The role of air-sea exchange in geochemical cycling*, ed. P Buat-Menard., p. 113-129. Boston, MA: Reidel.
- MacIntyre, F. 1971. Enhancement of gas transfer by interfacial ripples. *Phys. Fluids.*, 14, p. 1596-1604.
- MacIntyre, S. and Melack, J. M. 1995. Vertical and horizontal transport in lakes: linking littoral, benthic, and pelagic habitats. *J. N. Am. Benthol. Soc.*, 14, p. 599-615.
- MacIntyre, S.; Wanninkhof, R.; Chanton, J. P. 1995. Trace gas exchange across air-water interface in freshwater and coastal marine environments. *In: Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water, Methods in Ecology*, p. 52-97. Blackwell science Ltd, Cambridge.
- MacIntyre, S.; Fram, J. P.; Kushner, P. J.; Bettez, N. D.; O'brien, W. J.; Hobbie, J. E. *et al.* 2009. Climate-related variations in mixing dynamics in an Alaskan arctic lake. *Limnol. Oceanogr.*, 54, p. 2401-2417.
- MacIntyre, S.; Jonsson, A.; Jansson, M.; Aberg, J.; Turney, D. E. and Miller, S. D. 2010. Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake. *Geophys. Res. Lett.* 37, L24604.
- Mann, J. and Lenschow, D. H. 1994. Errors in airborne flux measurements. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 519-526.
- McGillis, W. R.; Edson, J. B.; Hare, J. E. and Fairall, C. W. 2001. Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *J. Geophys. Res.*, 106, p. 729-745.
- McGillis, W. R.; Edson, J. B.; Zappa, C. J.; Ware, J. D.; Mckenna, S. P.; Terray, E. A; *et al.* 2004. Air-sea CO<sub>2</sub> exchange in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 109:C08S02.
- Merlivat, L. 1980. Study of gas exchange in a wind tunnel. *In: Berichte SBF 94*, Universität Hamburg, p. 49-53.
- Merlivat, L. and Memery, L. 1983. Gas exchange across an air-water interface: Experimental results and modeling of bubble contribution to transfer. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 707-724.
- Miller, S. D.; Marandino, C.; Bruyn, W. and Saltzman, E. S. 2009. Air-sea exchange of CO<sub>2</sub> and DMS in the North Atlantic by eddy covariance. *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, n. L15816.
- Panofsky, H. A. and DUTTON, J. A. 1984. *Atmospheric Turbulence*. New York: J. Wiley and Sons.

- Phillips, O. L.; Malhi, Y.; Higuchi, N.; Laurance, W. F.; Núñez, P. V.; Vásquez, R. M. *et al.* 1998. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, 282, p. 439-442.
- Polsenaere, P.; Deborde, J.; Detandt, G.; Vidal, L. O.; Pérez, M. A. P.; Marieu, V. *et al.* 2013. Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 40, p. 1-7.
- Quinn, J. A. and Otto, N. C. 1971. Carbon dioxide exchange at the air-sea interface: flux augmentation by chemical reaction. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1539-1549.
- Rasera, M. F. F. L.; Krusche, A. V.; Richey, J. E.; Ballester, M. V. R. and Victória, R. L. 2013. Spatial and temporal variability of pCO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> efflux in seven Amazonian rivers. *Biogeochemistry*, 116, p. 241-259.
- Richey, J. E.; Melack, J. M.; Aufdenkamp, A. K.; Ballester, V. M.; Hess, L.L. 2002. Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 416, p. 617-620.
- Upstill-Goddard R. C.; Watson A. J.; Wood, J.; Liddicoat, M. I. 1991. Sulphur hexafluoride and helium-3 as seawater tracers: Deployment techniques and continuous underway analysis for sulphur hexafluoride. *Anal. Chim. Acta* 249:555–62.
- Wanninkhof, R.; Ledwell, J. R.; Broecker W. S. 1985. Gas exchange-wind speed relation measured with sulfur hexafluoride on a lake. *Science* 227:1224–26.
- Wanninkhof, R.; Ledwell, J. R.; Broecker, W. S. 1987. Gas exchange on Mono Lake and Crowley Lake, California. *J. Geophys. Res.*, 92, C13, 14.567 - 14.580.
- Wanninkhof, R. and Bliven, L. F. 1991. Relationship between gas exchange, wind speed, and radar backscatter in a large wind-wave tank. *J. Geophys. Res.* 96:2785–96.
- Wanninkhof, R. 1992. Relationship between gas exchange and wind speed over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 7373-7381.
- Wanninkhof, R. and McGillis, W. R. 1999. A cubic relationship between gas transfer and wind speed. *Geophys. Res.*, 109, p. 1889-1893.
- Wanninkhof, R.; Asher, W. E.; Ho, D. T.; Sweeney, C. and McGillis, W. R. 2009. Advances in quantifying air-sea gas exchange and environmental forcing. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, p. 213-244.
- Webb, E. K.; Pearman, G. I. and Leuning, R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and vapor transfer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106, p. 85-100.
- Whitman, W. C. 1923. The two-film theory of gas absorption. *Chem. metall. Engng.*, 29, p. 146-148.

- Zappa, C. J.; Raymond, P. A.; Terray, E. A. and McGillis, W. R. 2003. Variation in Surface Turbulence and the Gas Transfer Velocity over a Tidal Cycle in a Macro-tidal Estuary. *Estuaries*, 26, p. 1401-1415.
- Zemmelink, H. J.; Gieskes, W. W. C.; Klaassen, W.; De Groot, H. W.; De Baar, H. J. W. *et al.* 2002. Simultaneous use of relaxed eddy accumulation and gradient flux technique for the measurement of sea-to-air exchange of dimethyl sulphide. *Atmos. Environ.*, 36, p. 5709-5717.
- Zemmelink, H. J.; Klaassen, W.; Gieskes, W. W. C.; De Baar, H. J. W.; De Groot, H. W. *et al.* 2004. Relaxed eddy accumulation measurements of the sea-to-air transfer of dimethylsulfide over the northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 109, C01025.

## Capítulo II

---

Vale, R. S.; Santana, R. A.; Tóta, J.; Miller, S.; Souza, R.; Branches, R.; Lima, N. 2016. Concentração e fluxo de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório hidrelétrico de Balbina (AM). *Eng. Sanit. Ambient.*

## CONCENTRAÇÃO E FLUXO DE CO<sub>2</sub> SOBRE O RESERVATÓRIO HIDRELÉTRICO DE BALBINA - AM.

### RESUMO

O reservatório de Balbina (59° 28' 50'' W, 1° 53' 25'' S), localizado próximo à cidade de Manaus - AM na Amazônia central é o segundo maior reservatório hidroelétrico em área localizada na bacia Amazônica. Neste reservatório, foram realizadas medições de dióxido de carbono em alta frequência (10 Hz), do fluxo de CO<sub>2</sub> com analisador de gás por infravermelho (IRGA) acoplado a uma câmara flutuante e variáveis meteorológicas com uma boia instrumentada a 2 metros da superfície do lago. A concentração média de CO<sub>2</sub> foi de 392 e 426 ppm para o dia e a noite, respectivamente, e a taxa de emissão média diária de  $40.427 \pm 24.040 \mu\text{mol.m}^2.\text{d}^{-1}$ . A acumulação da concentração de CO<sub>2</sub> sobre o lago a noite, além da respiração, mostra ter sido afetada por baixas velocidades do vento, convecção do lado da água, processos físicos que trazem altas concentrações de CO<sub>2</sub> para a superfície e a presença de brisa terrestre. Os fluxos não apresentaram relações estatisticamente significantes com as variáveis meteorológicas e foram consideravelmente mais baixos do que um estudo anterior para o mesmo lago. No entanto, os valores concordam com outros estudos em lagos tropicais amazônicos e outros reservatórios.

**PALAVRAS-CHAVE:** variáveis meteorológicas, CO<sub>2</sub>, brisa

## CONCENTRATION AND FLUX CO<sub>2</sub> ON RESERVOIR OF HYDROELECTRIC BALBINA - AM.

### ABSTRACT

The reservoir Balbina (59 ° 28 '50W, 1 ° 53' 25 " S), located near the city of Manaus - AM in central Amazonia is the second largest hydroelectric reservoir in an area located in the Amazon basin. In this reservoir, carbon dioxide measurements were performed at high frequency (10Hz), CO<sub>2</sub> flux with gas analyzer infrared (IRGA) coupled to a floating chamber and meteorological variables with a buoy instrumented to 2 m from the lake surface. The average CO<sub>2</sub> concentration was 392 and 426 ppm for the day and night, respectively, and daily average emission rate of  $40.427 \pm 24.040 \mu\text{mol}^{-1} \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ . The accumulation of CO<sub>2</sub> overnight lake, beyond of respiration, shown to be affected by low wind speeds, waterside convection, physical processes involving high concentrations of CO<sub>2</sub> for the surface and the presence of land breeze. The fluxes show no statistically significant relationship with the meteorological variables and were considerably lower than a previous study for the same lake. However, the values are in agreement with other studies in Amazonian tropical lakes and other reservoirs.

**KEYWORDS:** meteorological variables, CO<sub>2</sub>, breeze

## 1. INTRODUÇÃO

Assim como os oceanos, as águas interiores exercem um papel fundamental no ciclo regional e global do carbono (COLE *et al.*, 1994; 2007, RICHEY *et al.*, 2002). Na Amazônia, o efluxo de CO<sub>2</sub> proveniente de águas interiores é comparável à taxa de carbono armazenado nas árvores da floresta amazônica (PHILLIPS *et al.*, 1998) e muito maior do que o carbono exportado pela Amazônia para os oceanos (RICHEY *et al.*, 2002). Mais recentemente, lagos de reservatórios, em particular nos trópicos, tem sido identificado como fontes de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera (GALYLACAUX *et al.*, 1999; ABRIL *et al.*, 2005; GUÉRIN *et al.*, 2006, 2007; KEMENES *et al.*, 2007, 2011).

Saint Louis *et al.* (2000) estimaram que a área superficial dos reservatórios tropicais é de aproximadamente  $6.10^5$  km<sup>2</sup> e que em torno de 70% dos fluxos de CO<sub>2</sub> dos reservatórios globais ocorreram de reservatórios tropicais, apesar de estes representarem apenas 40% da área da superfície global. Por outro lado, pouco se sabe em longo prazo sobre o balanço de carbono dos reservatórios individuais e destino da matéria orgânica inundada após captação (ABRIL *et al.*, 2005). A taxa de emissão de CO<sub>2</sub> do reservatório de Balbina, usando câmara flutuante, foi medida variando de 343 a 8.529 mgC.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>, devido quase que exclusivamente a fluxos difusivos (KEMENES *et al.*, 2011).

Os fluxos difusivos dependem do gradiente de concentração entre a superfície da água e a atmosfera, o que no caso do CO<sub>2</sub>, é principalmente controlado pela sua concentração na superfície da água e pela velocidade de transferência,  $k$ . Os fluxos difusivos de CO<sub>2</sub> podem ser medidos diretamente ou calculados a partir da concentração da superfície da água e do ar se o  $k$  é conhecido (GUÉRIN *et al.*, 2006). As técnicas de medição de fluxos diretos podem ser por: correlação de vórtices turbulentos (McGILLIS *et al.*, 2001), acumulação de vórtices (ZEMMELINK *et al.*, 2004), câmara flutuante (FRANKIGNOULLE, 1988) e fluxo gradiente (KRAUS & BUSINGER, 1994).

Os fluxos de troca de gases e o  $k$  podem variar muito entre os diferentes tipos de ambientes. Em lagos, os principais fatores físicos que controlam essas mudanças nos fluxos são o vento, a temperatura e a convecção penetrativa (WANNINKHOF, 1992; COLE e CARACO, 1998; MACINTYRE *et al.*, 2001). O transporte e dispersão de gases são frequentemente e extremamente afetados pelos sistemas de ventos locais tais como as brisas (MOURA *et al.*, 2004; BIERMANN *et al.*, 2013).

As concentrações de gases na camada de mistura dependem não somente do fluxo através da interface água-ar, mas também do transporte ascendente para a camada de mistura da termoclina, águas profundas ou hipolímnia, e dos sedimentos (CRILL *et al.*, 1988). A mistura provocada pelo vento e movimentos convectivos devido à perda de calor na superfície da água podem causar



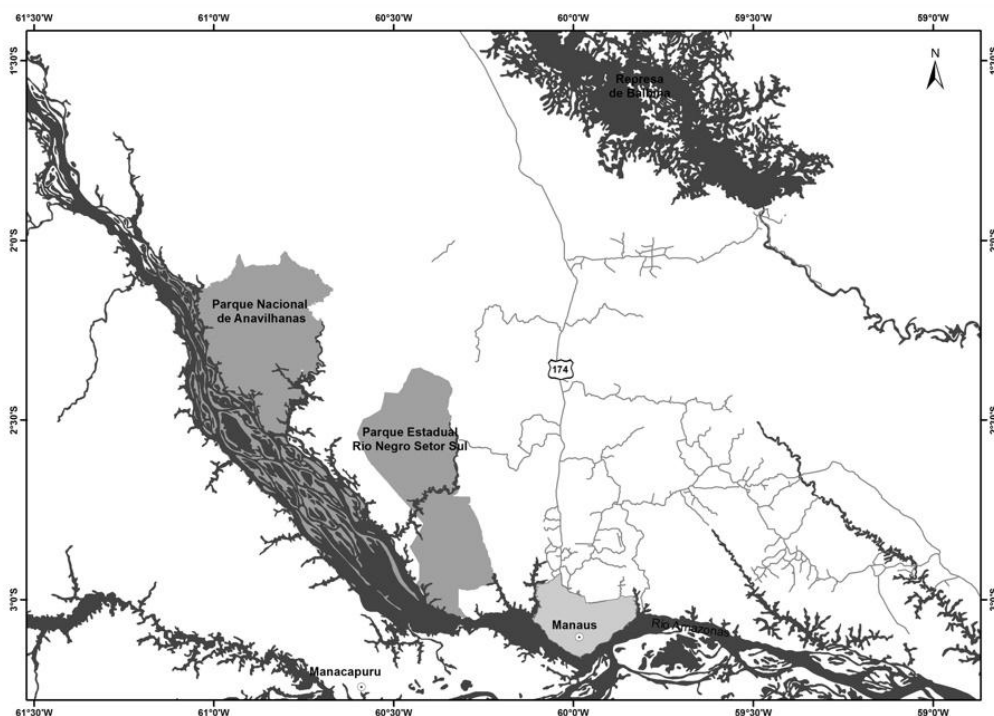
entranhamento de águas com diferentes concentrações para a camada de mistura, e processos como a ressurgência, também transportam gases dissolvidos (MACINTYRE *et al.*, 1995).

O objetivo do estudo foi investigar o ciclo diurno da concentração de CO<sub>2</sub> sobre a camada superficial logo acima da superfície da água com um sensor de alta frequência, medir *in situ* o fluxo de CO<sub>2</sub> com uma câmara flutuante conectada a um IRGA, estabelecer relações experimentais de vento, precipitação, umidade relativa e temperatura do ar com dados de concentração e fluxo de CO<sub>2</sub> e identificar os fatores físicos que influenciam nestas medidas.

## 2. METODOLOGIA

### 2.1 Área de estudo

A Usina Hidrelétrica de Balbina foi construída na Amazônia Central em 1987 pelo barramento do rio Uatumã, no município de Presidente Figueiredo, distante 155 km ao norte de Manaus - AM. O reservatório de Balbina (Figura 1) é o segundo maior reservatório hidroelétrico localizado na Amazônia (59° 28' 50'' W, 1° 53' 25'' S) com área inundada média de 1.770 km<sup>2</sup>, profundidade média de 10 m e tempo de residência de aproximadamente 12 meses (KEMENES *et al.*, 2007, 2011). A climatologia apresenta o máximo da estação chuvosa nos meses de março, abril e maio e estação menos chuvosa nos meses de agosto e setembro.



**Figura 1.** Localização da represa da Usina Hidrelétrica de Balbina, no município de Presidente Figueiredo-AM a 192 Km de Manaus.

## 2.2 Experimento de campo

O experimento de campo foi realizado entre os dias 15 e 20 de julho de 2013, durante a estação de transição (chuvosa para seca). Medidas de fluxos diretos de CO<sub>2</sub> foram realizadas com câmara flutuante de um pequeno barco em cinco diferentes pontos a montante e um ponto a jusante da barragem da usina. Dados meteorológicos foram coletados através de uma boia ancorada no canal principal do lago do reservatório.

Os dados utilizados para a análise de concentração de CO<sub>2</sub> (durante 32 horas) foram coletados nos dias 18 e 19 de julho através de um analisador de gás por infravermelho (IRGA) (Li-7500 A, Li-Cor, USA) com amostragem de 10 Hz. Os dados de concentração foram relacionados com dados de umidade relativa e temperatura do ar medido pela boia meteorológica.

## 2.3 Câmara flutuante

O método utilizado para as medidas diretas da concentração de CO<sub>2</sub> na interface água-atmosfera foi o de câmara flutuante associada a um IRGA (Li-840, Li-Cor, USA) (FRANKIGNOULLE, 1988). A pressão parcial do gás contida no ar foi medida pelo IRGA conectado a câmara flutuante (18 L, 0,13 m<sup>2</sup> e design retangular) por uma bomba de sucção de 1,2 litros por minuto. Para evitar problemas com a umidade, as amostras de ar que saem da câmara passam por um tubo com sílica gel antes de chegar ao IRGA. O IRGA foi calibrado no início da campanha passando-se pelo sensor uma amostra de nitrogênio com fluxo constante de 1 mL.s<sup>-1</sup>.

As medidas foram realizadas com o barco ancorado, com 4 cm da câmara dentro da coluna de água e presa por uma corda ao barco. Para as medidas do fluxo de CO<sub>2</sub> utilizou-se um circuito fechado entre o IRGA e a câmara com duração de 10 a 15 minutos. Antes da medição do fluxo, a câmara foi mantida alguns minutos (até a leitura do analisador de gás estabilizar) acima da superfície da água para limpar todo o sistema com ar ambiente da superfície e determinar a pressão parcial do gás. A câmara foi então colocada na superfície da água e o aumento inicial ou diminuição linear da concentração do gás atmosférico na câmara nos dá a direção e magnitude do fluxo. O critério para aceitação da medição foi que a concentração inicial na câmara fosse próxima da atmosférica e que os dados apresentassem um crescimento/decaimento linear com coeficiente de correlação superior a 0,90. Os dados de fluxo foram aceitos ou rejeitados de acordo com o procedimento de Lambert e Fréchet (2004).

## 2.4 Variáveis meteorológicas

Uma boia foi instrumentada com uma estação HOBO U-30 com operação telemétrica via tecnologia GSM, cujos dados eram enviados para o servidor HOBOLink da Rede de Mudanças

Climáticas da Amazônia de responsabilidade da Universidade do Estado do Amazonas (Remclam/UEA). A boia ficou em operação durante toda a campanha com uma altura de 2 m entre os sensores e a lâmina d'água. As variáveis meteorológicas utilizadas pela boia foram temperatura do ar, velocidade e direção do vento, umidade relativa e precipitação pluviométrica. Para os dados de precipitação calculou-se a soma da quantidade acumulada a cada hora. Os dados de umidade relativa e temperatura foram amostrados a cada 5 minutos.

As medidas de velocidade do vento foram ajustadas para 10 m acima da superfície da água ( $U_{10}$ ) de acordo com Amorochó & DeVries (1980) utilizando a Equação 1,

$$U_z = U_{10} [1 - C_{10}^{0,5} \kappa^{-1} \ln(10/z)] \quad (1)$$

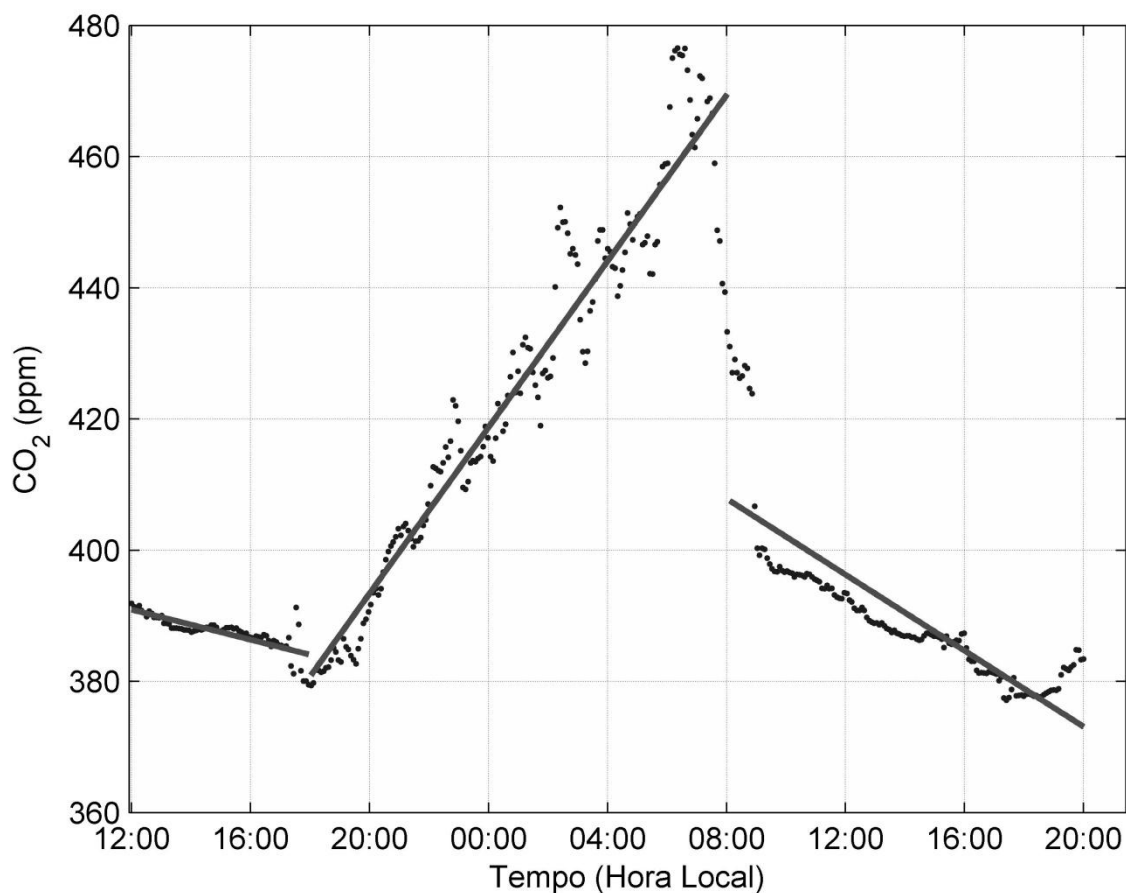
onde  $C_{10}$  é o coeficiente de arrasto da superfície para o vento a 10 m (0,013),  $\kappa$  é a constante de von Karman (0,41), e  $z$  é a altura da medida da velocidade do vento acima da superfície da água.

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1 Concentração de CO<sub>2</sub>

A concentração de CO<sub>2</sub> com média a cada 5 minutos, durante 32 horas, apresentou média de 392 e 426 ppm para o dia e a noite, respectivamente (Figura 2). De acordo com a Figura 2, é possível verificar o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> durante o período da noite e uma diminuição abrupta por volta das 8 h. Durante a noite, o resfriamento radiativo à superfície proporciona uma camada estável termodinamicamente, cuja inversão de temperatura leva a diminuição ou ausência de mistura e conseqüentemente ao acúmulo da concentração de CO<sub>2</sub> sobre a superfície do lago.

A presença de vento com maior intensidade no período do dia provoca mais mistura o que justifica a menor concentração durante o dia e aumento durante a noite devido à diminuição ou ausência de turbulência. Durante o dia a fotossíntese realizada pelas algas, absorvem boa parte do CO<sub>2</sub> dentro da coluna da água. Por volta das 8 h (Figura 2), a concentração de CO<sub>2</sub> diminui drasticamente, devido ao aquecimento da camada de mistura pela luz solar, aumentando assim, a mistura sobre o lago.

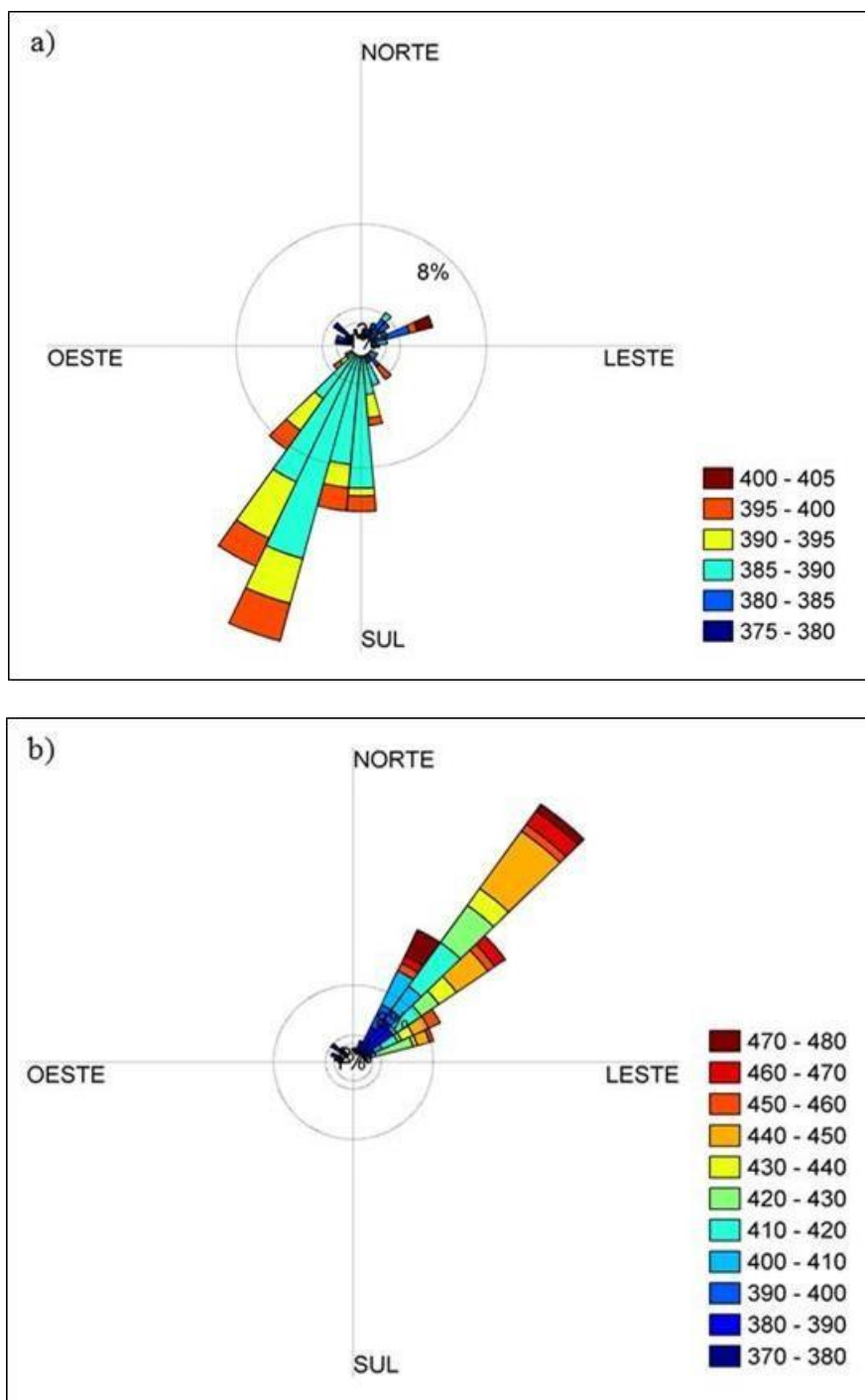


**Figura 2.** Concentração de CO<sub>2</sub> com amostragem de 10 Hz, com média de 5 minutos, durante 32 horas, sobre o lago do reservatório. As linhas contínuas indicam a tendência da concentração para o período do dia e da noite.

O fluxo de CO<sub>2</sub> depende principalmente do gradiente de concentração entre a superfície da água e o ar e a transferência física ou energia turbulenta nesta interface (MACINTYRE *et al.*, 1995). Uma vez que, em lagos a fonte dominante de turbulência na superfície da camada limite aquosa é controlada pelo vento (COLE e CARACO, 1998) sua magnitude contribui diretamente para o aumento ou diminuição do fluxo de CO<sub>2</sub> na interface água-ar.

Outra evidencia observada para explicação do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> sobre o lago durante a noite é a ocorrência de brisa terrestre, ou seja, ventos predominantes na direção floresta – lago (sul). Essa brisa de floresta é rica em CO<sub>2</sub> devido à respiração da floresta à noite. As Figuras 3a e 3b evidenciam a presença de brisa de lago (direção lago - floresta) e brisa terrestre (direção floresta - lago) e seus efeitos sobre a concentração de CO<sub>2</sub>. O principal fator que determina o modelo de circulação do ar sobre a região de um lago é o efeito térmico entre as superfícies líquida e terrestre que por sua vez gera uma diferença de pressão e, conseqüentemente conduz um fluxo líquido de ar em uma ou outra direção. A presença de brisa sobre o lago do reservatório de Balbina

foi encontrado também nos estudos de Moura *et al.* (2004), os quais investigaram o efeito das brisas do lago sobre a concentração de ozônio.



**Figura 3.** Evidências do efeito de brisa no lago de Balbina sobre a concentração de CO<sub>2</sub>. a) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> diurna (brisa de lago) e b) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> noturna (brisa terrestre).

O vento, para o período da noite das 18 h do dia 18 até as 6 h do dia 19 apresentou valores de 0,3 a 3 m.s<sup>-1</sup>. Durante a campanha observou-se a formação de nevoeiros sobre a superfície do lago após o pôr do sol (18h) o que é justificado pelos altos valores de umidade relativa,

aproximadamente 100%. Em condições de ventos muito baixos ( $< 3 \text{ m.s}^{-1}$ ) ou ausência de ventos, a troca de  $\text{CO}_2$  no lago pode ser controlada principalmente por movimentos convectivos causados pela perda de calor que ocorre, por exemplo, quando a superfície da água é mais quente do que o ar logo acima (MACINTYRE *et al.*, 1995).

Sun *et al.* (1998) investigaram o transporte de dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio pela turbulência e circulações locais e verificaram que a brisa terrestre noturna desempenha um papel importante no balanço regional de  $\text{CO}_2$  na região de lago. Eugster e Siegrist (2000) investigaram a influência da advecção noturna de  $\text{CO}_2$  sobre as medições de fluxo de  $\text{CO}_2$  sobre uma área de platô entre duas montanhas. O estudo revelou que durante o início da noite, quando o balanço de energia torna-se negativo, o escoamento de ar frio rico em  $\text{CO}_2$  começa a ser advectado ao longo dos vales dos rios. Durante a primeira metade da noite a camada de ar rica em  $\text{CO}_2$  aumentou de profundidade, alcançando sua profundidade máxima logo após a meia noite e permaneceu relativamente constante até o amanhecer. Depois do amanhecer, o perfil vertical de  $\text{CO}_2$  foi novamente bem misturado. Reis e Barbosa (2014) relatam a importância da escala diurna para a dinâmica de lagos tropicais. Segundo este estudo o  $\text{pCO}_2$  e o fluxo de  $\text{CO}_2$  foram significativamente diferentes entre o dia e a noite e identificou-se a heterotrofia e emissão de  $\text{CO}_2$  durante a noite, enquanto durante o dia não houve emissão significativa.

### 3.2 Fluxo de $\text{CO}_2$

O fluxo de  $\text{CO}_2$  medido variou de 0,055 a 1,238  $\mu\text{mol.m}^2.\text{s}^{-1}$  com valor médio de  $0,467 \pm 0,27 \mu\text{mol.m}^2.\text{s}^{-1}$ . Os fluxos foram consideravelmente baixos, quando comparados com outros estudos realizados em Balbina e em outros reservatórios tropicais (Tabela 1). Os fluxos medidos neste experimento não apresentaram correlações estatísticas significantes com as variáveis meteorológicas. Os valores encontrados, usando a mesma metodologia, para o fluxo de  $\text{CO}_2$  por Kemenes *et al.* (2011) para o reservatório de Balbina foram próximos aos encontrados por Lima *et al.* (2002) para Tucuruí e Samuel e consideravelmente mais elevado do que os valores encontrados para Curuá-Una por Duchemin *et al.* (2000) e este estudo.

**Tabela 1.** Dados de fluxo médio de CO<sub>2</sub>, área e idade dos principais estudos realizados em reservatórios tropicais. O asterístico (\*) indica os resultados deste estudo e os índices **a**, **b**, **c** e **d** os estudos de Kemenes *et al.* (2011), Lima *et al.* (2002), Duchemin *et al.* (2000) e Abril *et al.* (2005), respectivamente.

Reservatório	Fluxo médio ( $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ )	Área ( $\text{km}^2$ )	Idade (anos)
Balbina*	0,467	1770	25
Balbina <sup>a</sup>	3,665	1770	25
Tucuruí <sup>b</sup>	3,568	2430	30
Samuel <sup>b</sup>	2,797	550	25
Curuá-Una <sup>c</sup>	0,761	200	37
Petit-Saut <sup>d</sup>	1,253	365	20

A taxa de emissão média diária para o reservatório de Balbina foi de  $40.427 \pm 24.040 \mu\text{mol.m}^2.\text{d}^{-1}$ . Este valor é muito próximo ao valor de  $44.000 \mu\text{mol.m}^2.\text{d}^{-1}$  encontrado por Rudorff *et al.* (2011) para o lago de várzea do Curuai durante o período de vazante. O lago grande do Curuai apresenta uma área inundada que varia de 850 a  $2.274 \text{ km}^2$ , muito parecida à dimensão do lago do reservatório de Balbina.

As medições de fluxos de CO<sub>2</sub> realizadas por Duchemin *et al.* (2000) no reservatório de Curuá-Una, não apresentaram diferenças na emissão difusiva média entre o período de águas altas e baixas no reservatório. O valor encontrado ( $65.909 \mu\text{mol.m}^2.\text{d}^{-1}$ ) por Duchemin *et al.* (2000) para o fluxo médio diário de CO<sub>2</sub> para o reservatório de Curuá-Una, também apresenta boa concordância com o valor encontrado neste estudo.

Medições feitas em um lago de latitudes altas, usando eddy covariance, revelaram altos fluxos noturnos em relação aos diurnos ( $\text{FCO}_{2\text{noite}} \approx 0,2 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  e  $\text{FCO}_{2\text{dia}} \approx 0,02 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ). Os altos fluxos noturnos de CO<sub>2</sub> podem ser explicados com o aumento da velocidade de transferência (k) devido à convecção do lado da água. Se o fluxo de CO<sub>2</sub> não é medido durante a noite, quando a convecção do lado da água é normalmente gerado, períodos de potencial fluxo elevado de CO<sub>2</sub> podem ser perdidos e as estimativas da quantidade total de CO<sub>2</sub> liberados pelos lagos para a atmosfera serão tendenciosas (PODGRAJSEK *et al.*, 2016).

Nossos resultados corroboram com o fato de que reservatórios tropicais (amazônicos e não amazônicos) e temperados apresentam uma correlação negativa entre as emissões de CO<sub>2</sub> tanto com a idade do reservatório (SAINT LOUIS *et al.*, 2000) quanto com a latitude (BARROS *et al.*, 2011). Isto pode ser justificado pelo fato de que as medidas de fluxo apesar de sua variabilidade

espacial, não representam muito bem toda a imensa área do reservatório, segundo é que as medidas não representam todo o ciclo diurno e ignorar esta variação pode levar a falsas avaliações e conclusões (REIS e BARBOSA *et al.*, 2014).

#### 4. CONCLUSÃO

Medições *in situ* diretas da concentração e fluxo de CO<sub>2</sub> foram realizadas sobre o lago do reservatório da usina hidrelétrica de Balbina com um sensor de alta frequência e uma câmara flutuante, respectivamente. Os fluxos não apresentaram significância estatística com as variáveis meteorológicas e foram consideravelmente mais baixos do que um estudo realizado usando a mesmo método e para o mesmo reservatório. No entanto, os valores corroboram com outros estudos realizados em lagos amazônicos e outros reservatórios tropicais.

Além da respiração do lago, o aumento na concentração noturna de CO<sub>2</sub>, pode ter sido afetado pelas baixas velocidades do vento e aumento do fluxo de CO<sub>2</sub> da superfície da água devido à turbulência induzida pela convecção do lado da água e processos físicos que trazem altas concentrações de CO<sub>2</sub> do fundo para a superfície do lago. Outro fator importante observado é que a brisa terrestre parece influenciar o acúmulo da concentração do CO<sub>2</sub> sobre a superfície do lago, pois sua concentração foi maior (426 ppm) quando o vento soprava da floresta no período noturno.

#### 5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro das instituições FAPEAM e CAPES, a logística da Universidade do Estado do Amazonas (UEA), ajuda técnica de Trindade, A. e aos revisores pelas sugestões na melhoria do manuscrito.

#### 6. REFERÊNCIAS

- ABRIL, G., GUÉRIN, F., RICHARD, S., DELMAS, R., GALY-LACAUX, C., GOSSE, P., TREMBALY, A. VARFALVY, L., dos SANTOS, M. A., MATVIENKO, B. (2005) Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10 year old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana). *Glob. Biogeochem. Cycles*, 19, GB4007.
- AMOROCHO, J. and DeVRIES, J. J. (1980) A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces. *J. Geophys. Res.*, 85, p. 433-442.
- BARROS, N., COLE, J. J., TRANVIK, L. J., PRAIRIE, Y. T., BASTVIKEN, D., HUSZAR, V. L. M., GIORGIO, P. and ROLAND, F. (2011) Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, 4, p. NGE01211.



- BIERMANN, T., BABEL, W., MA, W., CHEN, X., THIEM, E., MA, Y., FOKEN, T. (2013) Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol.* 116(1-2), p. 301-316.
- COLE, J. J., N. F. CARACO, G. W. KLING, and T. K. KRATZ. (1994) Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 265, p. 1568–1570.
- COLE, J. J., PRAIRIE, Y. T., CARACO, N. F., McDOWELL, W. H., TRANVIK, L. J., STRIEGL, R. G., DUARTE, C. M., KORTELAJINEN, P., DOWNING, J. A., MIDDELBURG, J. J., MELACK, J. (2007) Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems*, 10, p. 172–185.
- COLE, J. J. and CARACO, N. F. (1998) Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnol. Oceanogr.*, 43, p. 647-656.
- CRILL, P. M., BARLETT, K. B., WILSON, J. O., SEBACHER, D. I., HARRIS, R. C. (1998) Tropospheric methane from an Amazonian floodplain lake. *J. Geophys. Res.* 93, p. 1564-1570.
- DUCHEMIN, E., LUCOTTE, M., CANUEL, R., QUEIROZ, A. G., ALMEIDA, D. C., PEREIRA, H. C. and DEZINCOURT, J. (2000) Comparison of greenhouse gas emissions from an old tropical reservoir with those from other reservoirs worldwide. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 27, p. 1391-1395.
- EUGSTER, W. e SIEGRIST, F. (2000) The influence of nocturnal CO<sub>2</sub> advection on CO<sub>2</sub> flux measurements. *Basic Appl. Ecol.* 1, p. 177–188.
- FRANKIGNOULLE, M. (1988) Field measurements of air-sea CO<sub>2</sub> exchange. *Limnol. Oceanogr.*, 33(3), p. 313-322.
- GALY-LACAUX, C., DELMAS, R., KOUADIO, G., RICHARD, S., GOSSE, P. (1999) Long-Term greenhouse emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. *Glob. Biogeochem. Cycles*, p. 13, 503-517.
- GUÉRIN, F., ABRIL, G., RICHARD, S., BURBAN, B., REYNOUARD, C., SEYLER, P., DELMAS, R. (2006) Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: Significance of downstream rivers. *Geophys. Res. Lett.*, 33, p. L21407.
- GUÉRIN, F., ABRIL, G., SERÇA, D., DELON, C., RICHARD, S., DELMAS, R., TREMBLAY, A. and VARFALVY, L. (2007) Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *J. Marine System*, 66, p. 161-172.
- KEMENES, A., FORSBERG, B. R. and MELACK, J. M. (2007) Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophys. Res. Lett.*, 34, p. L12809.
- KEMENES, A., FORSBER, B. R., and MELACK, J. M. (2011) CO<sub>2</sub> emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). *J. Geophys. Res.*, 116, p. G03004.
- KRAUS, E. B. and BUSINGER, J. A. (1994). *Atmosphere-Ocean Interaction*. New York: Oxford, 1994.

- LAMBERT, M., and J.-L. FRECHETTE (2004), Analytical techniques for measuring fluxes of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> from hydroelectric reservoirs and natural water bodies, in *Greenhouse Gas Emissions - Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Environ. Sci. Ser., edited by A. Tremblay et al., p. 37–60, Springer, New York.
- LIMA, I. B., VICTORIA, R. L., NOVO, E. M. L. M., FREIGL, B. J., BALLESTER, M. V. R. and OMETTO, J. P. (2002) Methane, carbon dioxide and nitrous oxide emissions from two Amazonian reservoirs during high water table. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 28, p. 438-442.
- MACINTYRE, S., WANNINKHOF, R., CHANTON, J.P. (1995) Trace gas exchange across air-water interface in freshwater and coastal marine environments. Harris RC and Matson P.A. (eds). Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water, *Methods in Ecology*. Cambridge: Blackwell science Ltd, 1995, p. 52-97.
- MACINTYRE, S., EUGSTER, W. and KLING, G. W. (2001) The critical importance of buoyancy flux for gas flux across the air - water interface, in *Gas Transfer at Water Surfaces*, edited by M. A. Donelan *et al.*, p. 135-139, AGU, Washington, D. C.
- MOURA, M. A. L., MEIXNER, F. X., TREBS, I., LYRA, R. F. F., ANDREAE, M. O., FILHO, M. F. N. (2004) Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. *Acta Amazônica*, 34 (4), p. 605-611.
- MCGILLIS, W. R., EDSON, J. B., HARE, J. E. and FAIRALL, C. W. (2001) Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *J. Geophys. Res.*, 106, p. 729-745.
- PHILLIPS, O.L., MALHI, Y., HIGUCHI, N., LAURANCE, W. F., NÚÑEZ, P. V., VÁSQUEZ, R. M., LAURANCE, S. G., FERREIRA, L. V., STERN, M., BROWN, S., GRACE, J. (1998) Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-terms plots. *Science*, p. 28.
- PODGRAJSEK, E., SAHLÉE, E. and RUTGERSSON, A. (2015) Diel cycle of lake-air CO<sub>2</sub> flux from a shallow lake and the impact of waterside convection on the transfer velocity. *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 120, p. 29 - 38.
- REIS, P. C. J. E BARBOSA, F. A. R. (2014) Diurnal sampling reveals significant variation in CO<sub>2</sub> emission from a tropical productive lake. *Bras. J. Biol.*, 74, p. S113-S119.
- RICHEY, J. E., MELACK, J. M., AUFDENKAMP, A. K., BALLESTER, V. M., HESS, L.L. (2002) Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, p. 416, p. 617-620.
- RUDORFF, C. M., MELACK, J. M., MACINTYRE, S., BARBOSA, C. C. F. and NOVO, E. M. L. M. (2011) Seasonal and spatial variability of CO<sub>2</sub> emission from a large floodplain lake in the lower Amazon. *J. Geophys. Res.*, 116, G04007.
- SAINT LOUIS, V., KELLY, C., DUCHEMIN, E., RUDD, J. W. M., ROSENBERG, D. M. (2000) Reservoir surface as sources of greenhouse gases to the atmosphere: a global estimate. *BioScience*, p. 20, 766-775.

SUN, J., DESJARDINS, R., MAHRT, L. e MACPHERSON, I. (1998) Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 25.873 – 25885.

WANNINKHOF, R. (1992) Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 97, p. 7373-7382.

ZEMMELINK, H. J., KLAASSEN, W., GIESKES, W. W. C., de BAAR, H. J. W. de GROOT, H. W. (2004) Relaxed eddy accumulation measurements of the sea-to-air transfer of dimethylsulfide over the northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 109, C01025.

### Capítulo III

---

Vale, R. S.; Santana, R. A.; Tóta, J.; Miller, S.; Souza, R.; Branches, R.; Lima, N. 2016. Evidências do efeito da brisa de floresta sobre a concentração de CO<sub>2</sub> no reservatório de Balbina – AM. Manuscrito submetido à *Ciência Florestal*.

## EVIDÊNCIAS DO EFEITO DA BRISA DE FLORESTA SOBRE A CONCENTRAÇÃO DE CO<sub>2</sub> NO RESERVATÓRIO DE BALBINA - AM

### RESUMO

O reservatório de Balbina (59° 28' 50" W, 1° 53' 25" S), localizado próximo à cidade de Manaus - AM na Amazônia central é o segundo maior reservatório hidroelétrico em área localizado na bacia Amazônica. Neste reservatório, foram realizadas medições da razão de mistura do dióxido de carbono em alta frequência (10 Hz) com IRGA modelo LiCOR 7500A e variáveis meteorológicas com uma plataforma flutuante instrumentada a 2 metros da superfície do lago. O máximo (mínimo) da razão de mistura de CO<sub>2</sub> foi observado durante o período da noite (tarde) relacionado com a brisa da floresta enriquecida com CO<sub>2</sub> e respiração (atividade fotossintética) do lago. Devido às dimensões do lago, brisas de floresta e de lago influenciam na concentração do CO<sub>2</sub>. O CO<sub>2</sub> apresentou forte correlação com as variáveis meteorológicas, temperatura (-0,76) e umidade relativa (0,71). No entanto, apenas a direção do vento apresentou significância estatística de 5% na correlação cruzada. Nossos resultados corroboram com outros estudos realizados neste lago e em outros reservatórios amazônicos.

**Palavras-chave:** Direção do vento; lago; variáveis meteorológicas.

## EVIDENCE OF EFFECT OF FOREST BREEZE ON CO<sub>2</sub> CONCENTRATION AT BALBINA RESERVOIR - AM

### ABSTRACT

The Balbina reservoir (59 ° 28 '50' 'W, 1 ° 53' 25 " S), located near the city of Manaus - AM in central Amazonia is the second largest hydroelectric reservoir located in the Amazon basin. In this reservoir, carbon dioxide concentration measurements was performed at high frequency (10 Hz) with an IRGA model LiCOR 7500A and meteorological variables with a floating platform with sensors 2 meters above the surface of the lake. The maximum (minimum) of CO<sub>2</sub> mixing ratio was observed during the night (evening) related to forest breeze enriched with CO<sub>2</sub> and respiration (photosynthetic activity) of the lake. Due to the dimensions of the lake, both land and lake breezes control the concentration of CO<sub>2</sub>. The CO<sub>2</sub> showed a strong correlation with the atmospheric variables, temperature (- 0.76) and relative humidity (0.71). However, only the wind direction showed a statistically significant effect at 5% in the cross-correlation. Our results corroborate other studies in this lake and other Amazonian reservoirs.

**Keywords:** Wind direction; lake; meteorological variables.

## 1. INTRODUÇÃO

Assim como os oceanos, as águas interiores exercem um papel fundamental no ciclo regional e global do carbono (COLE et al., 1994; 2007, RICHEY et al., 2002). Na Amazônia, o efluxo de CO<sub>2</sub> proveniente de águas interiores é comparável à taxa de carbono armazenado nas árvores da floresta amazônica (PHILLIPS et al., 1998) e muito maior do que o carbono exportado pela Amazônia para os oceanos (RICHEY et al., 2002). Mais recentemente, lagos de reservatórios, em particular nos trópicos, tem sido identificado como fontes de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera (GALY-LACAUX et al., 1999; ABRIL et al., 2005; GUÉRIN et al., 2006, 2007; KEMENES et al., 2007, 2011). O transporte e dispersão de gases são frequentemente e extremamente afetados pelos sistemas de ventos locais tais como as brisas (MOURA et al., 2004; HAYDEN et al., 2011; BIERMANN et al., 2014; MANESH et al., 2014).

Devido a inércia térmica dos grandes corpos d'água, os lagos aquecem e resfriam mais lentamente do que a superfície terrestre adjacente. Em dias com pouca cobertura de nuvens, a radiação solar aquece a superfície terrestre mais rapidamente do que a superfície dos lagos e uma diferença de temperatura entre a superfície do lago e a terrestre se desenvolve. Essa diferença na temperatura entre as superfícies resulta em uma diferença na temperatura da atmosfera acima, o que resulta em uma leve perturbação no campo de pressão. A resposta do campo de vento para as perturbações induzidas pela temperatura no campo de pressão conduz a um aumento no escoamento do lago para a borda nos baixos níveis da atmosfera, e a um escoamento de retorno, da borda para o lago nos altos níveis. A certa distância do continente, o escoamento de borda nos níveis mais baixos da atmosfera sobe e retorna em direção ao lago como parte do escoamento de lago nos altos níveis, formando a frente da brisa de lago (SIMPSON, 1977).

Os efeitos da circulação de brisa na qualidade do ar têm sido investigados para diferentes tipos de localizações com diferentes tipos de topografia e condições de tempo. Por exemplo, Hastie et al. (1999) identificaram com medidas meteorológicas e imagens de satélite que o aumento na concentração de ozônio no Sul de Ontario está relacionado com a chegada da frente de brisa do lago de Ontario. Hayden et al. (2011) identificou que as circulações de brisa de lago são importantes na dinâmica da formação de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> e no aerossol orgânico secundário na região sudoeste de Ontario. Sun et al. (1998) investigaram o transporte de dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio pela turbulência e circulações locais e verificaram que a brisa terrestre noturna desempenha um papel importante no balanço regional de CO<sub>2</sub> na região do lago. Poucos estudos sobre circulação

de brisa têm sido realizados na região Amazônica. Moura et al. (2004) observaram a presença de brisa sobre o lago do reservatório de Balbina e sua influência no aumento da concentração de ozônio quando a brisa é de lago, mesmo noturna. Os rios amazônicos, devido a suas dimensões também desenvolvem circulações de brisa. Fitzjarrald et al. (2008) investigaram a influência da circulação de brisa dos Rios Amazonas e Tapajós nos dados de chuva das estações localizadas próximas a confluência dos dois rios à leste da bacia amazônica. Segundo o estudo, a circulação de brisa do Rio Amazonas afeta a chuva mais do que a brisa do Rio Tapajós, que se move contrário ao vento predominante.

As circulações de brisa são também influenciadas pela topografia do terreno (SUN et al., 1998; EUGSTER e SIEGRIST 1999; TÓTA et al., 2012). Eugster e Siegrist (1999) investigaram a influência da advecção noturna de CO<sub>2</sub> sobre as medições de fluxo de CO<sub>2</sub> sobre uma área de platô entre duas montanhas. O estudo revelou que durante o início da noite, quando o balanço de energia torna-se negativo, o escoamento de ar frio rico em CO<sub>2</sub> começa a ser advectado ao longo dos vales dos rios. Durante a primeira metade da noite a camada de ar rica em CO<sub>2</sub> aumentou de profundidade, alcançando sua profundidade máxima logo após a meia noite e permaneceu relativamente constante até o amanhecer. Depois do amanhecer, o perfil vertical de CO<sub>2</sub> foi novamente bem misturado.

No presente estudo, investigamos o ciclo diurno da concentração de CO<sub>2</sub> sobre a camada superficial logo acima da superfície da água com um sensor de alta frequência e medimos algumas variáveis meteorológicas como vento, temperatura, precipitação e umidade relativa. Por meio das medidas identificamos a presença de brisa no lago do reservatório e relacionamos seu efeito com o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> sobre o lago no período noturno. Comparamos ainda nossos resultados com outros estudos de reservatórios, lagos e rios.

## **2. MATERIAL E MÉTODO**

### **2.1 Área de estudo**

A Usina Hidrelétrica de Balbina foi construída na Amazônia Central em 1987 pelo barramento do rio Uatumã, no município de Presidente Figueiredo, distante 155 km ao norte de Manaus - AM. O reservatório de Balbina (Figura 1) é o segundo maior reservatório hidroelétrico localizado na Amazônia (59° 28' 50'' W, 1° 53' 25'' S) com área inundada média de 1770 km<sup>2</sup>, profundidade média de 10 m e tempo de residência de aproximadamente 12 meses (Kemenes et al., 2007, 2011). A climatologia apresenta o

máximo da estação chuvosa nos meses de março, abril e maio e estação menos chuvosa nos meses de agosto e setembro.

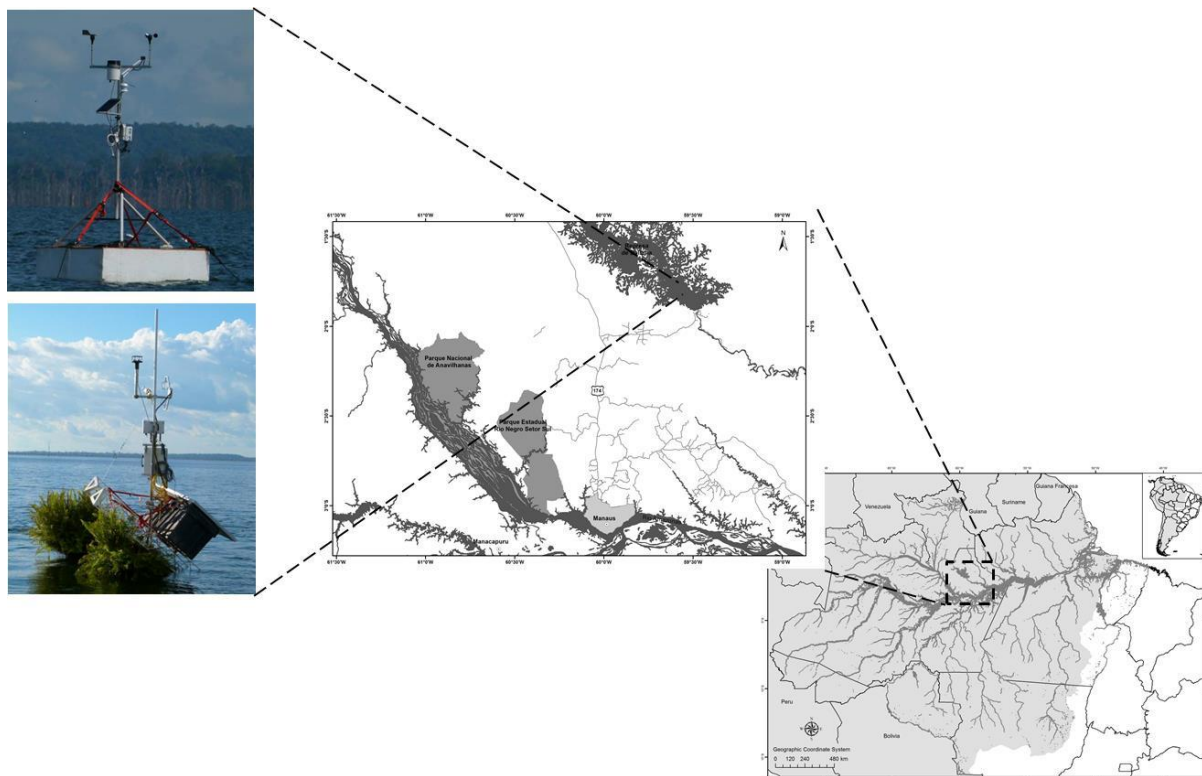


FIGURA 1: Localização da represa da Usina Hidrelétrica de Balbina, no município de Presidente Figueiredo-AM a 192 Km de Manaus e o LiCOR 7500A (abaixo) e a estação HOBO – U30 sobre a estrutura flutuante (acima).

FIGURE 1: Dam location of the Balbina hydroelectric plant in Presidente Figueiredo city (AM) 192 km from Manaus and LiCOR 7500A (below) and the HOBO Station - U30 on the floating structure (above).

## 2.2 Experimento de campo

O experimento de campo foi realizado entre os dias 15 e 20 de julho de 2013, durante a estação de transição (chuvosa para seca). Dados meteorológicos de vento, temperatura, umidade relativa e precipitação foram coletados através de uma estrutura flutuante ancorada no canal principal do lago do reservatório. Os dados utilizados para a análise de concentração de CO<sub>2</sub> (durante 32 horas) foram coletados nos dias 18 e 19 de julho através de um analisador de gás por infravermelho (IRGA) (Li-7500 A, Li-Cor,



USA) com amostragem de 10 Hz. Os dados de concentração foram analisados com média de 5 minutos e relacionados com dados meteorológicos medidos pela estrutura flutuante.

### 2.3 Variáveis meteorológicas

Uma estrutura flutuante foi instrumentada com uma estação HOBO U-30 com operação telemétrica via tecnologia GSM, cujos dados eram enviados para o servidor HOBOLink da Rede de Mudanças Climáticas da Amazônia de responsabilidade da Universidade do Estado do Amazonas (Remclam/UEA). A estrutura ficou em operação durante toda a campanha com uma altura de 2 m entre os sensores e a lâmina de água. As variáveis meteorológicas obtidas pela estrutura flutuante foram amostradas a cada 5 minutos e para a precipitação calculou-se o acumulado horário.

As medidas de velocidade do vento foram ajustadas para 10 m acima da superfície da água (U<sub>10</sub>) de acordo com Amorocho & DeVries (1980),

$$U_z = U_{10} [1 - C_{10}^{0,5} \kappa^{-1} \ln(10/z)]$$

Em que: C<sub>10</sub> = coeficiente de arrasto da superfície para o vento a 10 m (0,013, Stauffer, 1980);  $\kappa$  = constante de von Karman (0,41); z = altura da medida da velocidade do vento acima da superfície da água.

### 2.4 Análise Estatística

Para a análise dos dados utilizamos os métodos estatísticos de correlação linear de Pearson e a função de correlação cruzada. A correlação linear de Pearson se propõe a verificar o grau de associação entre duas ou mais variáveis e a função de correlação cruzada é uma medida de semelhança entre dois sinais de duas variáveis em função de um atraso aplicado a uma delas, ou seja, reflete a forma como os dois processos estão correlacionados (VANDAELE, 1983). Neste estudo, verificou-se a correlação direta e com defasagem no tempo entre o CO<sub>2</sub> e as variáveis meteorológicas (temperatura, precipitação, umidade relativa, direção e velocidade do vento).

De acordo com Chatfield (2013), o estimador da função correlação cruzada é dado pela fórmula:

$$\hat{\rho}_{xy}(h) = \frac{\sum_{t=1}^{n-h} (x_{t+h} - \bar{x})(y_t - \bar{y})}{n^{-1} \sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2 \sum_{t=1}^n (y_t - \bar{y})^2}$$

Em que:  $x_t$  e  $y_t$  = séries temporais;  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  = médias;  $h$  = coeficiente de defasagem entre as séries;  $n$  = número de observações.

Ao trabalhar-se com contagem depara-se com dados autocorrelacionados, para evitar interpretações errôneas na detecção da correlação cruzada, foi utilizada a técnica de pré-branqueamento, que é um processo para remover autocorrelações não desejada antes da análise de interesse.

### **3. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### **3.1 Concentração de CO<sub>2</sub>**

A variação diurna da concentração do CO<sub>2</sub> é mostrada na Figura 2. O pico ocorre por volta das 7 h, devido ao acúmulo da razão de mistura de CO<sub>2</sub> antes do amanhecer. Quando o dia avança a concentração de CO<sub>2</sub> diminui gradualmente e alcança um mínimo (377,14 ppmv) por volta das 17 h devido a alta mistura atmosférica e aumento da atividade fotossintética (IMBERGER, 1985; WOFSY et al., 1988; MAHESH et al., 2014). Após o por do sol, a concentração aumenta, com pico máximo (476,52 ppmv) por volta das 17 – 18 h devido à ausência de atividade fotossintética e circulação de brisa, que será discutido depois. A diferença na concentração entre os dois períodos chega a 100 ppmv. Durante a noite, o resfriamento radiativo à superfície proporciona uma camada estável termodinamicamente, cuja inversão de temperatura leva à diminuição ou ausência de mistura e conseqüentemente ao acúmulo da concentração de CO<sub>2</sub> sobre a superfície do lago. Variações diurnas também foram observadas nos estudos de Moura et al. (2004) para o ozônio, de Mahesh et al. (2014) para o CO<sub>2</sub> e de Harris and Kotamarthi (2005) no transporte de poluentes.

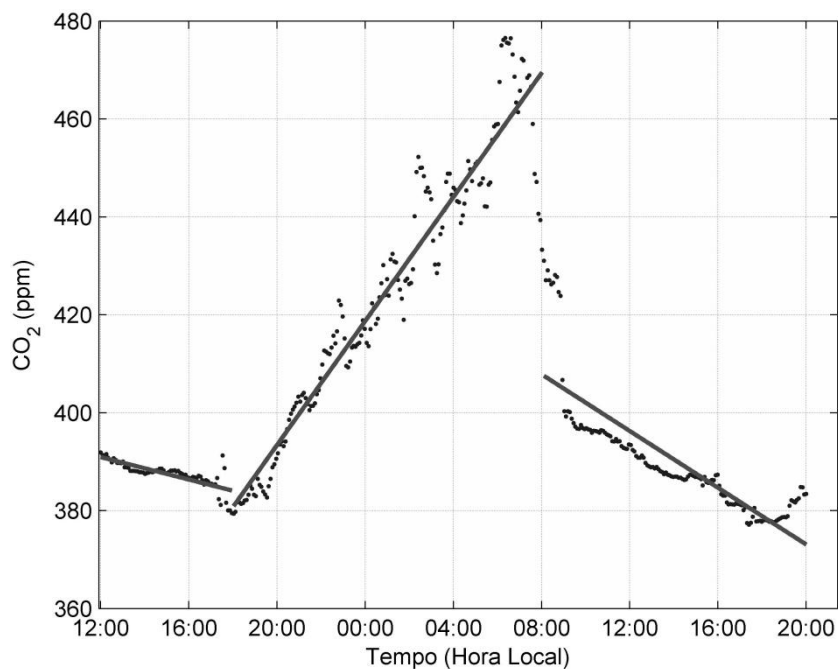


FIGURA 2: Concentração de CO<sub>2</sub> com amostragem de 10 Hz, com média de 5 minutos, durante 32 horas, sobre o lago do reservatório de Balbina - AM. As linhas contínuas indicam a tendência da concentração para o período do dia e da noite.

FIGURE 2: CO<sub>2</sub> concentration with sample of 10 Hz, with an average of 5 minutes for 32 hours on Lake Balbina Reservoir - AM. Solid lines indicate the trend of concentration for the period of the day and night.

O fluxo de CO<sub>2</sub> depende principalmente do gradiente de concentração entre a superfície da água e o ar e a transferência física ou energia turbulenta nesta interface (MACINTYRE et al., 1995). As florestas atuam como fonte de CO<sub>2</sub> durante a noite (respiração) e como sumidouro durante o dia (fotossíntese). Por sua vez, os lagos são fontes contínuas de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (RICHEY et al., 1987). Desse modo, o aumento na concentração de CO<sub>2</sub> na superfície do lago a noite é esperado e ocorre devido à diminuição ou ausência de turbulência. Uma vez que, em lagos a fonte dominante de turbulência na superfície da camada limite aquosa é controlada pelo vento (COLE e CARACO, 1998). No entanto, outros fatores físicos devem ter participação no aumento da concentração, uma vez que, este aumento noturno representa ~ 33% da concentração diurna.

### 3.2 Impacto das variáveis meteorológicas na variação de CO<sub>2</sub>

A Figura 3 exibe as séries temporais das variáveis meteorológicas obtidas durante o experimento de campo. A velocidade do vento, das 18 h do dia 18 até as 6 h do dia 19 apresentou valores de 0,3 a 3 m s<sup>-1</sup>. Durante a campanha foi possível observar a formação de nevoeiros sobre a superfície do lago após o pôr do sol (18h) o que é justificado pelos altos valores de umidade relativa, aproximadamente 100%. Em condições de ventos muito baixos (< 3 m.s<sup>-1</sup>) ou ausência de ventos, a troca de CO<sub>2</sub> no lago pode ser controlada principalmente por movimentos convectivos causados pela perda de calor que ocorre, por exemplo, quando a superfície da água fica mais quente do que o ar logo acima (MACINTYRE et al., 1995).

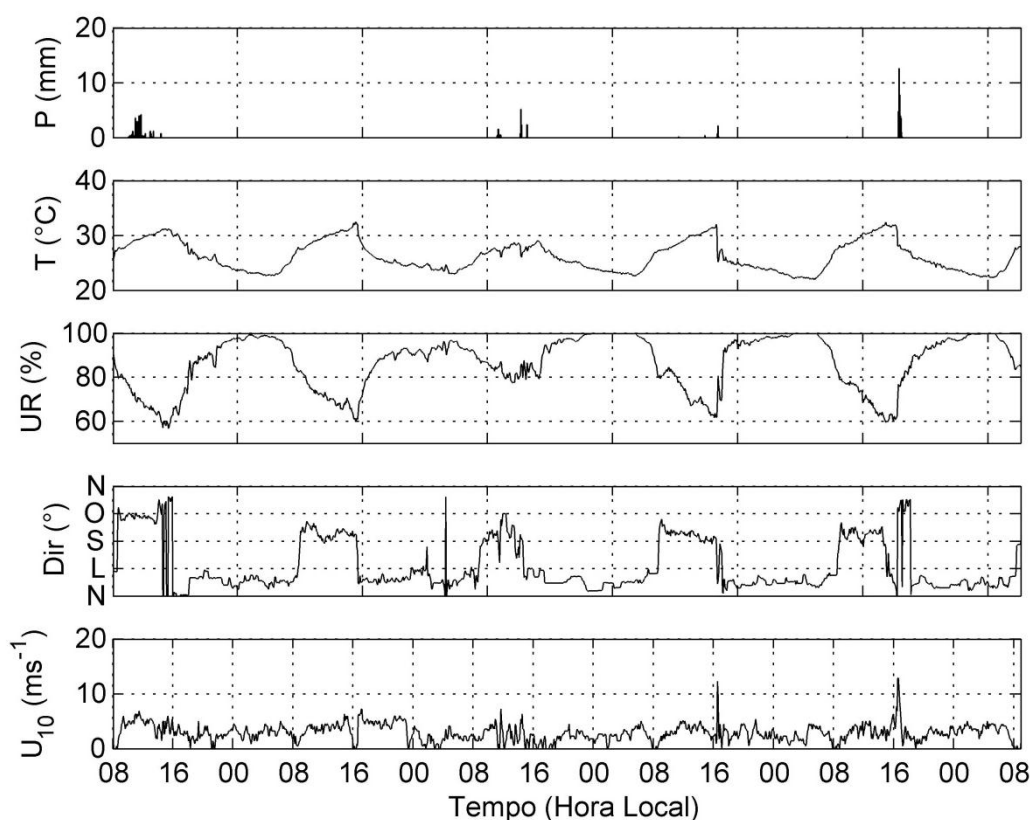


FIGURA 3: Variáveis meteorológicas, precipitação (mm), temperatura (°C), umidade relativa (%), direção do vento (°) e velocidade do vento normalizada a 10 m (m s<sup>-1</sup>) medidas com uma plataforma instrumentada com uma estação HOBO U-30 com envio de dados via GSM para a base do Remclam/UEA em Manaus-AM.

FIGURE 3: Meteorological variables, precipitation (mm), temperature (° C), relative humidity (%), wind direction (°) and speed normalized (10 m s<sup>-1</sup> m) measured using an

instrumented platform with a HOBO U station -30 to send data via GSM to the base of Remclam / UEA Manaus- AM.

Foi calculada a correlação de Pearson ( $r$ ) entre a concentração de  $\text{CO}_2$  e cada variável meteorológica disponível. Segundo Amorin (2013), considera-se a classificação dos valores de correlações de Pearson como fraca ( $0 \leq r < 0,39$ ), moderada ( $0,40 \leq r \leq 0,69$ ), forte ( $0,70 \leq r \leq 1$ ). Neste estudo foi observada correlação fraca entre o  $\text{CO}_2$  e a velocidade do vento (- 0,20), moderada com a pressão atmosférica (0,48) e a direção do vento (- 0,55) e forte com a temperatura do ar (- 0,76) e umidade relativa do ar (0,71) (Tabela 1).

A correlação de Pearson detectou relação inversamente proporcional (forte e com significância estatística) entre a temperatura e o  $\text{CO}_2$ . Esta relação foi encontrada também por Hensen et al. (1996) e Silva Junior et al. (2004). Os altos valores de temperatura do ar ocorrem no momento em que a concentração de  $\text{CO}_2$  apresenta seus valores mínimos, existindo uma relação inversa entre ambas variáveis. Após o pôr do Sol, existe a liberação de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, não de forma instantânea, mas no decorrer do período noturno, devido à ausência de luz solar, além do aumento natural da umidade relativa do ar e diminuição da temperatura do ar, que propicia não só uma maior respiração das raízes, como também dos microrganismos responsáveis pela decomposição do material orgânico. Essa emissão noturna, pode representar mais de 80% de todo  $\text{CO}_2$  emitido pelo ecossistema (MEIR et al.,1996). Obviamente que isso tudo associado a uma intensa diminuição da turbulência atmosférica noturna para produzir maior dispersão dos valores noturnos em relação ao diurno. A associação direta entre a umidade relativa do ar provavelmente é devido a mesma apresentar um ciclo semelhante ao da concentração de  $\text{CO}_2$ , onde os ciclos diários são bem parecidos com relação aos valores máximos e mínimos, gerando aumento da estabilidade atmosférica e a diminuição da dispersão do  $\text{CO}_2$ .

TABELA 1: Correlação Linear de Pearson entre o CO<sub>2</sub> e as variáveis meteorológicas.TABLE 1: Linear Pearson correlation between CO<sub>2</sub> and meteorological variables.

	<b>Variáveis</b>	<b>Correlação Pearson (r)</b>	<b>p-valor</b>	<b>Intervalo de Confiança</b>
CO <sub>2</sub>	Temperatura do Ar	-0,76	<0,05	-0,80 a -0,72
CO <sub>2</sub>	Umidade Relativa do Ar	0,71	<0,05	0,66 a 0,76
CO <sub>2</sub>	Precipitação	-0,12	0,024	-0,21 a -0,02
CO <sub>2</sub>	Direção do Vento	-0,55	<0,05	-0,62 a -0,48
CO <sub>2</sub>	Velocidade do Vento	-0,20	<0,05	-0,29 a -0,10

Significância a 5%.

A partir da análise da correlação cruzada (Figura 4) observa-se uma significância estatística na correlação entre a concentração de CO<sub>2</sub> e a direção e velocidade do vento, lag 5 e 18, respectivamente. Ou seja, a correlação entre as variáveis ocorre com defasagem de 5 e 18 minutos. Além da correlação direta detectada na correlação linear de Pearson, foi possível verificar o efeito defasado da direção e velocidade do vento relativamente à concentração do CO<sub>2</sub>. A função da correlação cruzada foi utilizada após o pré-branqueamento que permite eliminar a estrutura de tendência, determinística ou estocástica, presente numa série temporal. Assim, ao calcular a autocorrelação entre duas variáveis, esta não será influenciada por essa estrutura (BOX et al., 2015). Neste caso utilizou-se o pré-branqueamento duplo, em que é ajustado para cada variável do seu próprio modelo auto-regressivo integrado de média móvel (ARIMA). Este método é considerado mais robusto, pois as duas séries passam a ser um ruído branco e a correlação entre elas pode ser puramente devida ao acaso. O que torna evidente que mesmo a partir de uma reduzida amostra de dados, é possível verificar significância estatística entre as variáveis em estudo. Sinalizando a existência da forte possibilidade da relação do efeito de brisa sobre a concentração de CO<sub>2</sub> no Reservatório de Balbina – AM.

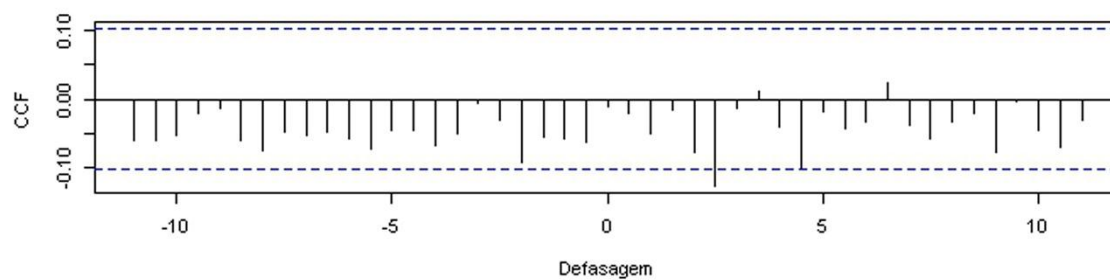
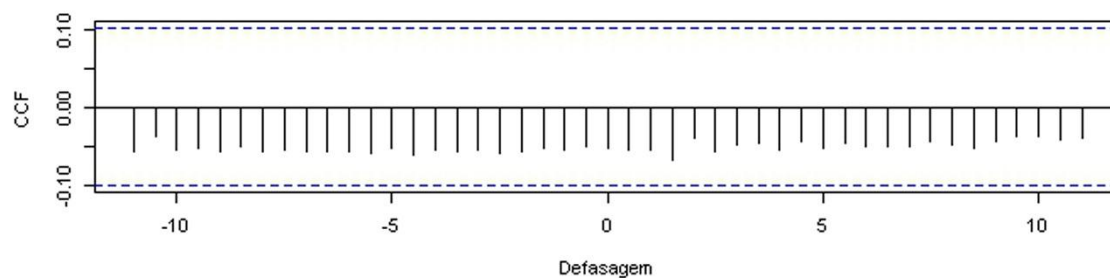
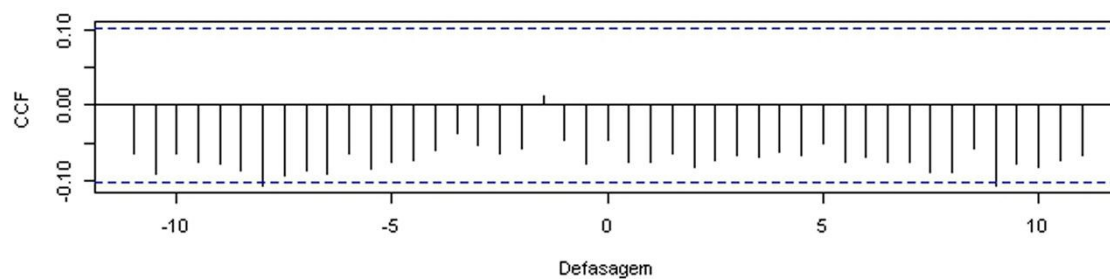
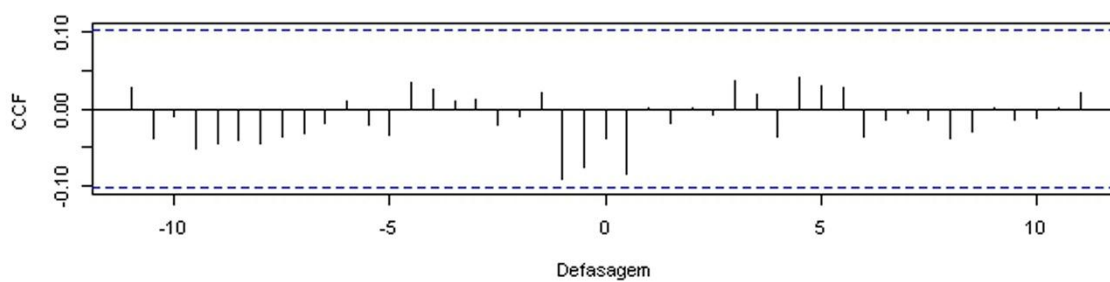
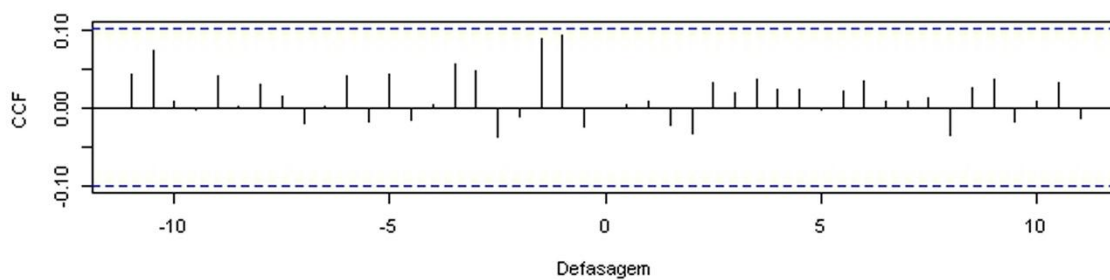
**Direção do Vento x CO2****Precipitação x CO2****Magnitude do Vento x CO2****Temperatura do Ar x CO2****Umidade Relativa x CO2**

FIGURA 4: Correlação cruzada após pré-branqueamento entre CO<sub>2</sub> e as variáveis meteorológicas: direção do vento, precipitação, magnitude do vento, temperatura do ar e umidade relativa.

FIGURE 4: Cross-correlation after pre-whitening between CO<sub>2</sub> and the meteorological variables: wind direction, precipitation, wind speed, air temperature and relative humidity.

### 3.3 Evidências da brisa de floresta e de lago

Para estudar a influência das brisas de floresta e de lago na concentração de CO<sub>2</sub>, consideram-se dados de velocidade de vento cuja direção foi de 0° - 180° como sendo brisa de floresta e aqueles vindo de 180° - 360° como brisa de lago. A caracterização do CO<sub>2</sub> vindo de lago ou de floresta é exibida na Figura 5. Cerca de 58% dos ventos são de floresta e ocorrem no período noturno. Apesar dos corpos d'água atuarem como fonte de CO<sub>2</sub>, a quantidade da concentração de CO<sub>2</sub> dos lagos é menor do que as de floresta (WOFSY et al., 1988, RICHEY et al., 2002). Os outros 42% são brisas de lago ocorrendo no período diurno. Moura et al. (2004), encontraram para o mesmo lago, um aumento na concentração de ozônio de ~22% e diminuição de ~ 60% em relação a média diária devido à presença de brisa de lago e floresta, respectivamente. Naquele estudo a concentração noturna representou ~33% da concentração diurna, o que é uma forte evidência da influência da brisa na concentração de CO<sub>2</sub>, uma vez que, as concentrações de ozônio e dióxido de carbono são negativamente correlacionadas (WOFSY et al., 1988). Assim, a brisa de floresta, possivelmente, influencia no aumento da concentração do CO<sub>2</sub> noturno sobre o lago.

O lago do reservatório de Balbina possui uma área suficientemente grande para estabelecer um regime de brisas (MOURA et al., 2004). Segundo Moura et al. (2004) as brisas de lago e floresta apresenta-se de forma bem definida, sendo a brisa de lago melhor caracterizada no período de 10 às 14h, enquanto a brisa de floresta evidencia-se no período de 16 às 08h. Tóta et al. (2012) identificaram circulação local sobre uma floresta densa em Manaus - AM com terreno moderadamente complexo e verificaram a existência de um escoamento de drenagem nas áreas de declive e vale e que gradientes horizontais e verticais de CO<sub>2</sub> são modulados por essas circulações dentro da floresta. A brisa de floresta é rica em CO<sub>2</sub> devido à respiração da floresta à noite, criando um gradiente entre o dossel da floresta e a superfície do lago, favorecendo a advecção do CO<sub>2</sub> em direção



ao lago no período noturno e justificando o aumento na concentração. Sun et al. (1998) mostraram que uma brisa de lago pode gerar um transporte significativo de CO<sub>2</sub> por advecção. O estudo revelou ainda que, um lago situado no centro de uma região de floresta atua como uma chaminé de CO<sub>2</sub> e, assim, cria uma circulação de mesoescala que gera significativa advecção na floresta situada no entorno do lago.

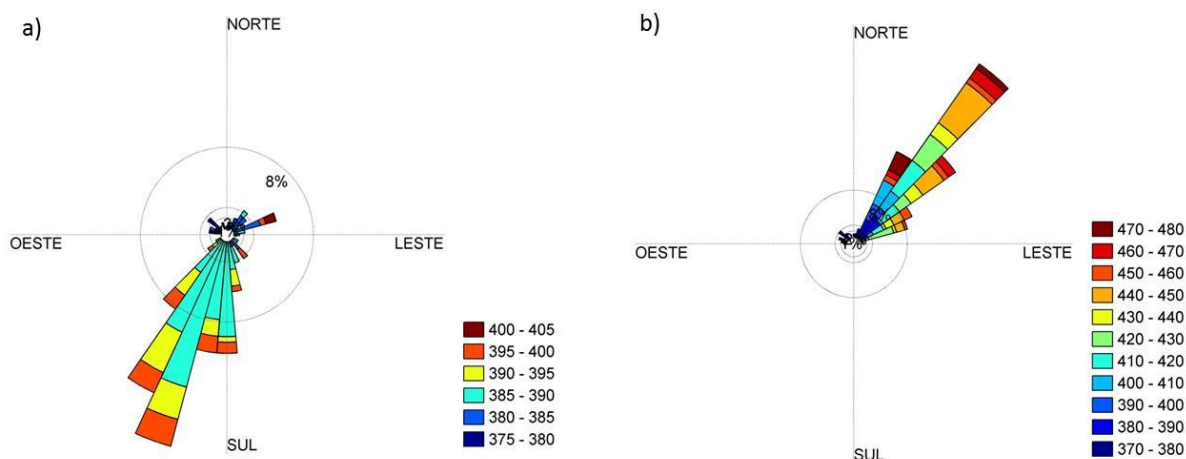


FIGURA 5: Evidências do efeito de brisa sobre a concentração de CO<sub>2</sub> no lago de Balbina a) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> diurna (brisa de lago) e b) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> noturna (brisa de floresta).

FIGURE 5: Evidence of the breeze effect on the concentration of CO<sub>2</sub> in the Balbina Lake. a) wind direction versus daytime CO<sub>2</sub> concentration (lake breeze) and b) wind direction versus night CO<sub>2</sub> concentration (forest breeze).

#### 4. CONCLUSÕES

Medições *in situ* da concentração de CO<sub>2</sub> foram realizadas sobre o lago da usina hidrelétrica de Balbina - AM com um sensor de alta frequência e calculado médias a cada 5 minutos e variáveis meteorológicas com uma estação HOBO – U30 no mesmo intervalo de tempo. O máximo da concentração do CO<sub>2</sub> foi de 476,52 ppmv antes do amanhecer e mínimo de 377,14 ppmv antes do anoitecer. A diferença na concentração durante o ciclo diário reflete a influência da atividade fotossintética, respiração da floresta adjacente, estabilidade da camada limite e forte evidência da circulação de brisa de floresta. Observou-se forte correlação entre o CO<sub>2</sub> e a temperatura do ar (- 0,76) e a umidade

relativa (0,71), porém, apenas o resultado para a direção do vento apresentou significância estatística (5%) com o CO<sub>2</sub>, o que parece confirmar a relação sazonal entre a direção do vento e a concentração de CO<sub>2</sub>. Os dados, embora preliminares, evidenciam a influência da circulação de brisa de floresta sobre o efeito do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> noturno acima do lago de Balbina – AM.

## 5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Dr. D. Fitzjarrald (SUNY - Albany) pelos comentários sobre a análise e interpretação dos dados. A G. Ribeiro pela colaboração com os dados do INMET e E. G. Alves (INPA/UEA), S. Souza pelo suporte técnico. Agradecemos ainda a FAPEAM, CAPES e o Programa CIÊNCIA SEM FRONTEIRAS que fomentam a bolsa de doutorado e a pesquisa. As Universidades do Estado do Amazonas (UEA) e Federal do Oeste do Pará (UFOPA) pela logística de campo e escrita do manuscrito.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRIL, G. et al. CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> emissions and carbon imbalance in a 10 years old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana). **Glob. Biogeochem. Cycles**, 19, GB4007, 2005.

AMORIM, J. R. G. et al. Associação entre variáveis ambientais e doenças respiratórias (asma e bronquite) em crianças na cidade Macapá-AP no período de 2008 a 2012. *Planeta Amazônia: Revista Internacional de Direito Ambiental e Políticas Públicas*. Macapá, n. 5, p. 141-153, 2013.

AMOROCHO, J. and DEVRIES, J. J. A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces. *J. Geophys. Res.*, v.85, n.C1, p. 433-442, 1980.

BIERMANN, T., et al. Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Theoretical and applied climatology*, v. 116, n. 1-2, p. 301-316, 2014.

BOX, George EP et al. *Time series analysis: forecasting and control*. John Wiley & Sons, 2015.

CHATFIELD, Chris. *The analysis of time series: an introduction*. CRC press, 2013.

COLE, J. J. et al. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, v. 265, n. 5178, p. 1568–1570, 1994.

COLE, J. J. and CARACO, N. F. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnology and Oceanography*, v. 43, p. 647-656, 1998.

COLE, J. J. et al. Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems*, v. 10, n. 1, p. 172–185, 2007.

CRILL, P. M. et al. Tropospheric methane from an Amazonian floodplain lake. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 93, n. D2, p. 1564-1570, 1988.

EUGSTER, W. and SIEGRIST, F. The influence of nocturnal CO<sub>2</sub> advection on CO<sub>2</sub> flux measurements. *Basic and Applied Ecology*, v. 1, n. 2, p. 177–188, 2000.

FITZJARRALD, D. R. et al. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 113, n. G1, 2008.

GALY-LACAUX, C. et al. Long-Term greenhouse emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 13, n. 2, p. 503-517, 1999.

GUÉRIN, F., et al. Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: Significance of downstream rivers. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 21, 2006.

GUÉRIN, F. et al. Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *Journal of Marine Systems*, v. 66, n. 1, p. 161-172, 2007.

HARRIS, L. and KOTAMARTHI, V. Rao. The characteristics of the Chicago lake breeze and its effects on trace particle transport: result from an episodic event simulation. *Journal of applied meteorology*, v.44, n. 11, p. 1637-1654, 2005.

HASTIE, D. R. et al. Observational evidence for the impact of the lake breeze circulation on ozone concentrations in Southern Ontario. *Atmospheric Environment*, v. 33, n. 1, p. 323 – 335, 1999.

HAYDEN, K., L. et al. Aircraft study of the impact of lake-breeze circulations on trace gases and particles during BAQS-Met 2007. *Atmospheric Chemistry Physics*, v.11, n. 19, p. 10173-10192, 2011.

HENSEN A, et al. Eddy correlation and relaxed eddy accumulation measurements of CO<sub>2</sub> fluxes over grassland. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 21, n. 5, p. 383-388, 1996.

IMBERGER, J. The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, v. 30, n. 4, p. 737-770, 1985.

KEMENES, A., FORSBERG, B. R. and MELACK, J. M. Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophysical research letters*, v. 34, n. 12, 2007.

KEMENES, A., FORSBERG, B. R., and MELACK, J. M. CO<sub>2</sub> emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 116, n. G3, 2011.

MACINTYRE, S., WANNINKHOF, R., CHANTON, J. P. Trace gas exchange across air-water interface in freshwater and coastal marine environments. *Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water*, v. 5297, 1995.

MAHESH, P. et al. Impact of land-sea breeze and rainfall on CO<sub>2</sub> variations at a coastal station. *Journal of Earth Science & Climatic Change*, v. 2014, 2014.

MEIR, P. et al. Soil respiration in a rainforest in Amazonia, and in Cerrado in Central Brazil. *Amazonian deforestation and climate*, v. 1, n. 1, p. 319-330, 1996.

MOURA, M. A. L. et al. Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. *Acta Amazônica*, v. 34, n. 4, p. 605-611, 2004.

PHILLIPS, O.L. et al. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, v. 282, n. 5388, p. 439-442, 1998.

RICHEY, J. E. et al. Oxidation and reduction rates for organic carbon in the Amazon Mainstem, Tributary and Floodplain, inferred from distributions of dissolved gases. *Limnology and Oceanography*, NASA-CR-182943, p. 1-28, 1987.

RICHEY, J. E. et al. Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, v. 416, n. 6881, p. 617-620, 2002.

SILVA JÚNIOR, R. S. et al. Estudo da concentração do CO<sub>2</sub> atmosférico em área de pastagem na região amazônica. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22, n. 3, p. 259-270, 2004.

SIMPSON, J. E., MANSFIELD, D. A.; MILFORD, J. R. Inland Penetration of Sea-Breeze Fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, n. 435, p. 47-76, 1977.

STAUFFER, R. E. Windpower time series above a temperate lake. *Limnology and Oceanography*, v. 25, n. 3, p. 513-528, 1980.

SUN, J. et al. Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. 25, p. 873 – 25, 1998.

TÓTA, J., FITZJARRALD, D., R. and SILVA DIAS, M., A., F. Amazon rainforest Exchange of carbon and subcanopy air flow: Manaus LBA site – A complex terrain condition. *The Scientific World Journal*, v. 2012, n. 1D, p. 1-19, 2012.

WOFSY, S., HARRIS, R., C., KAPLAN, W., A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, n. D2, p. 1377-1387, 1988.

VANDAELE, W. *Applied time series and box-jenkins models*. Academic Press, 1983.

## Capítulo IV

---

Vale, R. S.; Gomes, A. C. S.; Santana, R. A. S.; Tóta, J.; Miller, S. D.; Souza, R. A. F. 2016. Hydroclimatic variables associated with El Nino and La Nina events at the Curuá-Una hydroelectric reservoir, Central Amazonia. *Acta Amazonica*. 46(3) 303 – 308.

## **Hydroclimatic variables associated with El Niño and La Niña events at the Curuá-Una hydroelectric reservoir, Central Amazonia.**

### **Abstract**

The anomalies of Sea Surface Temperature (SST) influence rainfall and therefore the regime of the rise and fall in the level of the rivers in the Amazon region. The aim of this study was to investigate the influence of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on hydroclimatic variables and identify the existence of trends on these variables in the Curuá-Una hydroelectric reservoir in the West of the State of Pará. It was used 27 years of monthly precipitation and water flow data to identify possible trends using a non-parametric test (Mann Kendall,  $p < 0.05$ ), and the standardized precipitation index (SPI) was also calculated. The results indicate a positive tendency of the influence of the ENSO on hydroclimatic variables, although it was observed that the rainfall did not increase over the period of 1977 to 2004. The SPI indicates that extreme events of precipitation are related to El Niño and La Niña and that lower precipitation periods were more intense in the decades of the 80's and 90's. The results show that El Niño events can directly affect the water balance at the micro-watershed of Curuá-Una, as was observed in 2015.

**Keywords:** drought; precipitation; SPI; level

## **Variáveis hidroclimáticas associadas com eventos de El-Niño e La-Niña no reservatório hidrelétrico de Curuá-Uma, Amazônia Central**

### **Resumo**

As anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) influenciam as chuvas e consequentemente o regime de subida e descida do nível dos rios na região amazônica. O objetivo deste estudo foi verificar a influência de eventos El Niño Oscilação Sul (ENSO) sobre algumas variáveis hidroclimáticas e identificar a existência de tendência sobre essas variáveis para o reservatório de Curuá-Una no oeste do Pará. Utilizaram-se 27 anos de dados mensais de precipitação e vazão para identificar possíveis tendências utilizando um teste não paramétrico (Mann Kendall,  $p < 0.05$ ) e calculado o índice de precipitação normalizado (SPI). Os resultados apresentam tendência positiva da influência do ENOS sobre as variáveis hidroclimáticas, embora não foi observado um aumento na precipitação para o período de 1977 a 2004. O índice de precipitação normalizado revela que os eventos extremos de seca e precipitação estão relacionados com eventos de El Niño e La Niña e que os eventos de baixa precipitação foram mais intensos nas décadas de 80 e 90. Os resultados revelam ainda que eventos de El Niño afetam diretamente o balanço hídrico da micro bacia do reservatório de Curuá-Una, como recentemente em 2015.

**Palavras-chave:** seca, precipitação, SPI, nível

## 1. INTRODUCTION

About half of the precipitation in the Amazon Basin is tied to evaporation from the Atlantic Ocean (Nobre *et al.* 1991). Seasonal variations in the location of the IntraTropical Convergence Zone (ITCZ) lead to a strong seasonal cycle in precipitation, with a wet season and heavy rains during JFM and a dry season during JAS (Fisch *et al.* 1998; Wang and Fu 2007). The seasonal patterns in rainfall precede strong seasonal variations in the flow of rivers, which serve as integrators of hydrological processes within their watershed (Richey *et al.* 2002; Ronchail *et al.* 2005a; Marengo and Espinoza 2015). The seasonal cycle in river levels is of fundamental importance in wetland ecological processes (Junk *et al.* 1989), transport of people and goods, and for decision making regarding creation and operation of hydroelectric dams (Fearnside 2008; 2015).

The sea surface temperature anomalies (SST) in the Pacific and Atlantic Oceans have been tied to variations in the amount and distribution of precipitation and river water levels in the Amazon Basin (Schöngart and Junk 2007; Marengo 2009; Marengo and Tomasella 2012). Hydroelectric power, which can exceed more than 74% of energy consumption in Brazil, is sensitive to river flow, with low-water periods subject to reduced hydroelectric power generation (ELETRONORTE 2015), increased reliance on thermal power plants (Sauer 2015), and the potential for power rationing. Tolmasquim (2000) concluded that power rationing led to the reduction of industrial growth, a reduction in economic growth, a rise in unemployment, inflation, and inconveniences that deprivation of energy will cause the population. Improved understanding of the relationships between precipitation, river flow, and hydroelectric production in the Amazon Basin is needed to reduce uncertainty in power production and availability. Watersheds and rivers that supply the populations of regions throughout Brazil are at their lowest levels in the last 15 years, with significant impacts on the population (ONS 2015). In the Amazon region, which has the largest total volume of rainfall, drought events were registered in 2005, 2010 and 2015. The aim of this study was to investigate the influence of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on hydroclimatic variables and identify the existence of trends on these variables in the Curuá-Una hydroelectric reservoir in the West of the State of Pará.

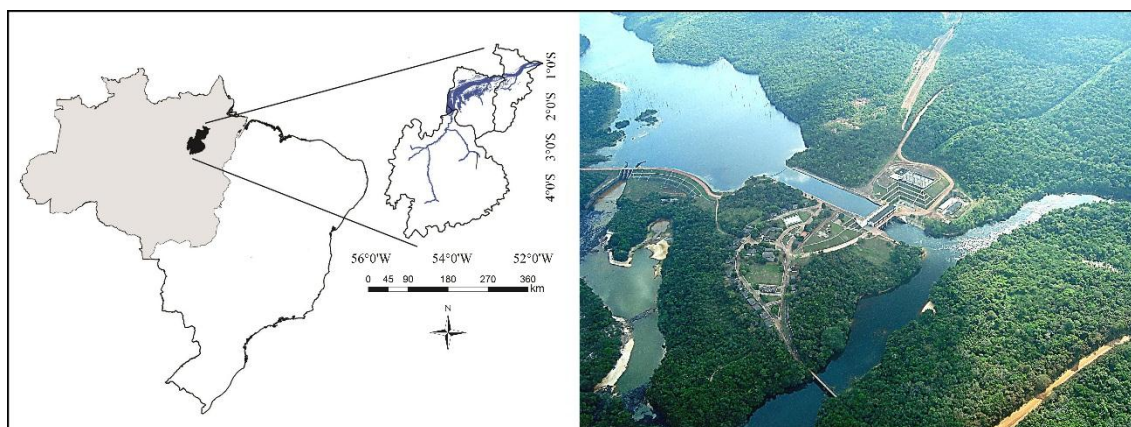


## 2. MATERIALS AND METHODS

### 2.1 Study area and Data collection

The Curuá-Una dam ('Dark River' in Tupi-Guarani) is located in the Lower Amazon River Basin (41.531,51 km<sup>2</sup>) in the Curuá-Una River, at the waterfall Palhão (2°50' S and 54°18' W), 70 km southwest of Santarém, in Pará State (Figure 1). The reservoir was filled in 1977, occupying an area of 72 km<sup>2</sup> at the operational level, 30.3 MW capacity, and is 68 m above sea level (Fearnside 2005). Eletronorte is working on a plan to expand up to 40.3 MW, the generation capacity of Curuá-Una Hydropower Plant.

Monthly averages of flow data and precipitation were analyzed for the period of 1977 to 2004. Data were provided by ELETROBRÁS - Centrais Elétricas Brasileiras SA, responsible for operating the hydroelectric power plant Curuá-Una. The Oceanic Nino Index (ONI) was obtained from the website (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). The ONI tracks the running 3-month average sea surface temperatures in the east-central tropical Pacific between 120°-170°W (Nino 3.4 region). To calculate the ONI, scientists from NOAA's Climate Prediction Center calculate the average sea surface temperature in the Nino 3.4 region for each month, and then they average it with values from the previous and following months.



**Figure 1.** Map with the location of the Lower Amazon river basin (left) and aerial photo of the hydroelectric plant Curuá-Una located 70 km to the southwest of the city of Santarém in Pará State.

This running three-month average was compared to a 30-year average. The observed difference from the average temperature in that region - whether warmer or cooler - is the ONI value for that 3-month season (NOAA 2016).

## 2.2 Trend in the standardized precipitation index

The methods used in this study were the standardized precipitation index (SPI) and the Mann Kendall non parametric test (MK). The SPI is based on precipitation alone. Its fundamental strength is that it can be calculated for a variety of timescales (Hayes *et al.* 1999). The probability distribution function is determined from the long-term record by fitting a function to the data. The cumulative distribution is then transformed using equal probability to a normal distribution with a mean of zero and standard deviation of one so the values of the SPI are actually expressed as standard deviations (Edwards and McKee 1997). According to Goossens and Berger (1986), the MK test is suitable for detecting different climatic changes in meteorological series and it has been widely used in studies of hydrological trends at 5% significance (Dias de Paiva and Clarke 1995; Marengo *et al.* 1998; Marengo 2005).

For the SPI analysis we selected a 6-month time scale to build a moving average of the time series of semiannual SPI centered on 12 months (McKee *et al.* 1993). The semiannual SPI scale is the average duration of events that are important for monitoring the transition period between the rainy and the dry season. This method was used for the Amazon region by Li *et al.* (2008) and Santos *et al.* (2013). The monthly SPIs in 6-month time scales were classified and each value corresponds to a value of precipitation SPI (Table 1).

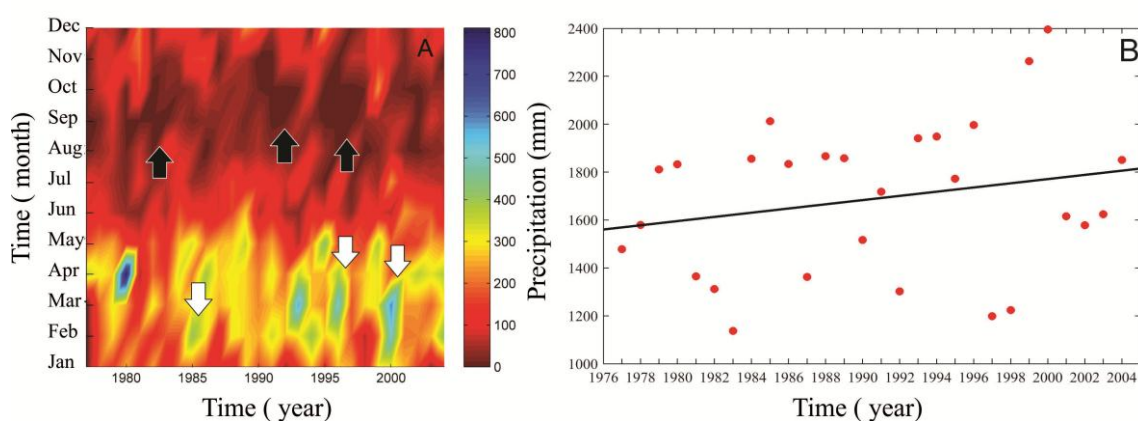
**Table 1.** Standardized Precipitation Index (SPI) classification according to National Drought Mitigation Center (NDMC).

SPI values	Class	Probability (%)
> 2	Extreme precipitation	2.3
1.5 a 1.99	Severe precipitation	4.4
1.0 a 1.49	Moderate precipitation	9.2
-0.99 a 0.99	Normal	68.2
-1.0 a -1.49	Moderate drought	9.2
-1.5 a -1.99	Severe drought	4.4
< -2	Extreme drought	2.3

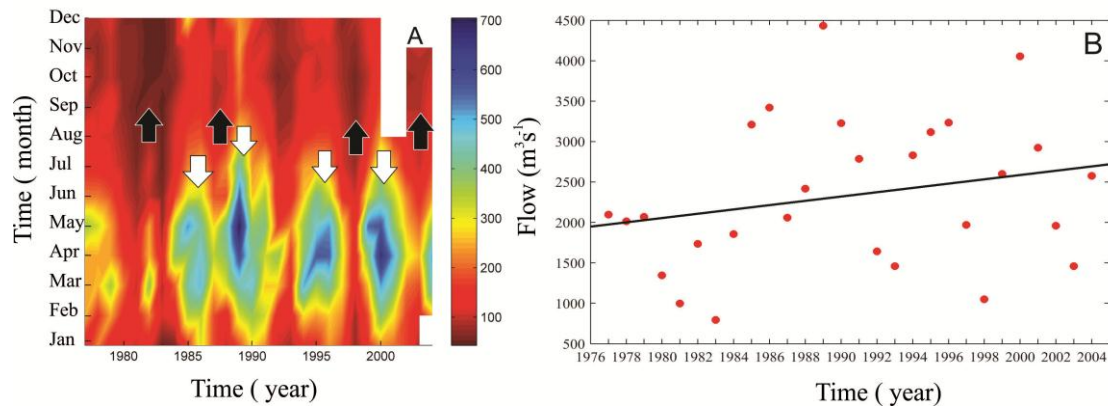
### 3. RESULTS

Despite some possible inferences about the relationship between meteorological phenomena and the temporal trends of rainfall data, it is important to emphasize that the statistical analyses used in this study are conclusive only from the point of view of detection of possible trends. The results presented here should be interpreted as a "starting point", since the precipitation in the Amazon region are is influenced by the complexity of the dynamics and atmospheric teleconnections (i.e., recurring and persistent, large-scale pattern of pressure and circulation anomalies that spans vast geographical areas). (Giannini *et al.* 2001; Schöngart *et al.* 2004; Yoon and Zeng 2010).

The total annual rainfall for the period between 1977 and 2004 ranged from 1000 mm to 2000 mm in the study region (Figure 2A). The highest annual rainfall values were observed in 1985, 1989, 1999 and 2000, and the lowest annual rainfall was observed in 1981, 1982, 1983, 1987, 1992, 1997 and 1998. The water flow ranged between  $796 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $4,432 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  with maximum values in the years 1986, 1989, 1996 and 2000 and lower values in 1983, 1993, 1998 and 2003. The regression line extracted from the MK test indicates a trend of increase for both precipitation and water flow, however, no statistical significance was found for rainfall and flow which were, respectively, 1.15 ( $p\text{-value} = 0.27$ ) and 0.95 ( $p\text{-value} = 0.34$ ) (Figure 2A and 3B).

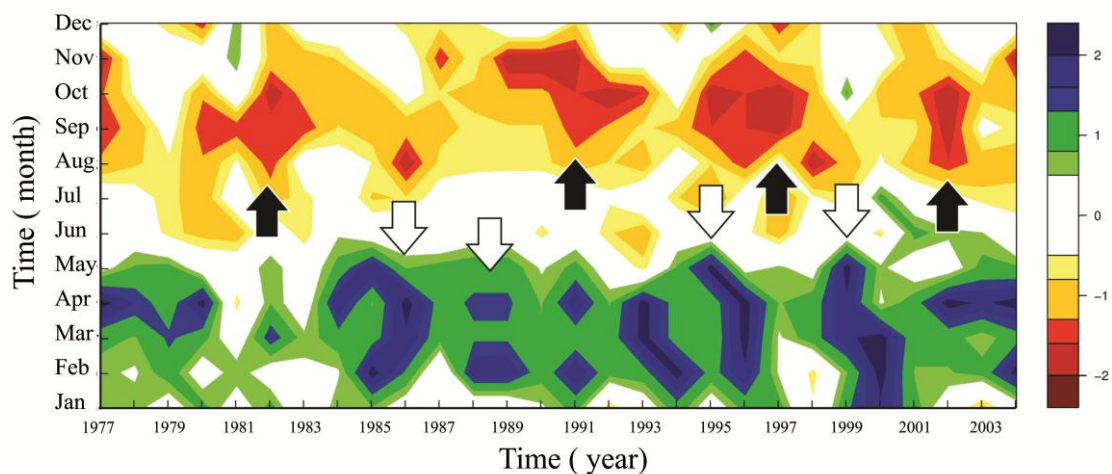


**Figure 2** – Variability of monthly (A) and annual (B) precipitation data during 1977-2004, with a straight annual trend obtained using the Mann Kendall test (B). Years of El Niño and La Niña are indicated with black and white arrows, respectively.



**Figure 3** – Variability of monthly (A) and annual (B) flow data during 1977-2004, with a straight annual trend obtained using the Mann Kendall test (B). Years of El Niño and La Niña are indicated with black and white arrows, respectively.

The climatic nuances of the region, whose seasonality is well defined between two periods of the year (Figure 4). The first five months, from January to May are the rainiest, and between July to December there is a dry season. We observed periods of severe drought (in red) in 1982, 1989-93, 1995-98 and 2002, and severe rain (in blue) in 1985, 1994, 1996 and 2000. The SPI also revealed that cases of severe drought events occurred in the 90's and these precipitation events were more spread out over the time series.



**Figure 4** – Standardized Precipitation Index (SPI) in the six months time scale for the hydroelectric power plant Curuá-Una in the 1977-2004 period.

#### 4. DISCUSSION

According to the ONI used by NOAA to identify events of El Niño and La Niña in the tropical Pacific, the years with maximum precipitation, except for 1985, were moderate to strong years of La Niña. Although the rainfall data are point data, they show that the years of greatest rainfall are directly related to the years of greatest water flow, whether or not there is a delay in the signal. This reveals that these years were more intense not only in the Curuá-Una basin but also in the south-central part of the Amazon basin (Ronchail *et al.* 2005a; 2005b; Marengo *et al.* 2011), where the headwaters of the Tapajós and Xingu supply the Curuá-Una basin.

In this study, the years 1983, 1992, 1997 and 1998 corresponded to years of lower rainfall. These years are related to years of strong El Niño events, according to the classification of NOAA. The years of lower rainfall also exhibited effects on the flow of Curuá-Una reservoir. In particular, 1998 was an extremely dry year for much of the Amazon basin, with serious consequences in the transport, health, agriculture and energy and water supply sectors (Marengo *et al.* 1998; Tomasella *et al.* 2010; 2013; Marengo and Espinoza 2015).

In our study, MK test showed positive trends for the series of precipitation and flow, however without statistical significance. Other studies on climate and hydrometeorological trends in the Amazon do not demonstrate unidirectional trends in large-scale precipitation or river flows (Marengo and Tomasella 2012; Marengo and Espinoza 2015). According to Dantas *et al.* (2015) positive trends, but no statistical significance of meteorological variables are related to the absence of long-term data series. The results reveal that years of La Niña and El Niño show above and below average values, respectively. These episodes show the influence of these phenomena on the water balance of the Amazon region, which is confirmed in studies of Marengo (1992) and Marengo and Hastenrath (1993).

The SPI can identify the two extreme drought events in the region caused by the El Niño in 1982-83 and 1997-98. The fact that drought and flooding have occurred over the past decade can be an indicator that the back-and-forth between extreme droughts and floods is becoming increasingly common as natural climate variability and anthropogenic climate change can intensify the hydrological cycle (Gloor *et al.* 2013).

## 5. CONCLUSIONS

Based on the SPI, it was observed that the rainfall did not increase over the period of 1977 to 2004. We believed that the absence of significant trends is related to the lack of long-term data series in the Central Amazon region. The micro basin of Curuá-Una reflects the effects of precipitation experienced by the south-central portion of the Amazon basin. It was observed that the SPI indicates that drought and rainfall extreme events are possibly related to El Niño and La Niña events, noting that drought events were more intense in the 80's and 90's. These results can help improve monitoring and forecasts of the water balance components not only for the Curuá-Una micro-basin, but for the entire Amazon basin. Although we can identify the drought indexes and its direct relationship with El Niño and La Niña events, it is known that the Tropical Atlantic also influences the dry season over the region.

## 6. ACKNOWLEDGEMENTS

We thank ELETRONORTE for logistics and access to data, Professor Dr. T. Beldini (UFOPA) for the English revision, S. Souza for technical work, the reviewers by criticism and suggestions to improve the manuscript and FAPEAM and CAPES.

## 7. REFERENCES

- Dantas, L. G., Santos, C. A. C., Olinda, R. A. 2015. Trends in annual and seasonal temperature and precipitation extremes in Campina Grande-PB. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 30:423-434.
- Dias de Paiva, E. M. C. and Clarke, R. T. 1995. Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76: 2203-2209.
- Edwards, E. C. and McKee, T. B. 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales, *Climatology Report*, 97: 1-155.
- ELETRONORTE, 2015. ([www.eletronorte.gov.br](http://www.eletronorte.gov.br)). Access on October 10, 2015.
- Fearnside, P. M. 2008. Mudanças Climáticas globais e a floresta amazônica. In: Buckeridge, M.S. (Ed.). *Biologia e Mudanças Climáticas no Brasil*. RiMa Editora, São Paulo, Brasil, p. 131-150.

- Fearnside, P. M. 2005. Do hydroelectric dams mitigate global warming? The case of Brazil's Curuá-Una Dam. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 10: 675-691.
- Fearnside, P. M. 2015. Amazon Dams and waterways: Brazil's Tapajós basin plans. *Ambio*, 44: 426-439.
- Fisch, G., Marengo, J. A., Nobre, C. A. 1998. Uma Revisão Geral Sobre o Clima da Amazônia. *Acta Amazonica*, 28:101-126.
- Giannini, A., Chiang, J. C. H., Cane, M. A., Kushnir, Y. and Seager, R. 2001. The ENSO teleconnection to the tropical atlantic ocean: contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the tropical americas. *Journal of Climate*, 14: 4530-4544.
- Goossens, C., and Berger, A. 1986. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. *Annales Geophysicae*, 4: 385-400.
- Gloor, M., Brienen, R. J. W., Galbraith, D., Feldpausch, T. R., Schongart, J., Guyot, J.-L., Espinoza, J. C., Lloyd, J. and Phillips, O. L. 2013. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophysic Research Letters*, 40: 1729-1733.
- Hayes, M. J., Svoboda, M. D., Wilhite, D. A., and Vanyarkho, O. V. 1999. Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80: 429-438.
- Junk, W. J., Bayley, P. B., Sparks, R. E. 1989. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, 106:110-127.
- Li, W., Fu, R., Juárez, R. I. N., Fernandes, K. 2008. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philosophical Transactions of Royal Society B*, 363:1767-1772.
- Marengo, J. A. 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 12:853-863.
- Marengo, J. A. and Hastenrath, S. 1993. Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin. *American Meteorological Society*, 6:617-627.



- Marengo, J. A.; Nobre, C. A.; Sampaio, G. 1998. On the associations between hydrometeorological conditions in Amazonia and the extremes of the south oscillation. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 27:789–802.
- Marengo, J. A. 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon river basin water budget. *Climate Dynamics*, 24:11–22.
- Marengo, J. A. 2009. Long-Term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. *Hydrological Processes*, 23:3236–3244.
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Soares, W. R., Alves, L. M., Nobre, C. A. 2011. Extreme climatic events in the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 107: 73–85.
- Marengo, J. A. and Tomasella, J. 2012. Extreme climatic events in the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 107: 73–85.
- Marengo, J. A. and Espinoza, J. C. 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*, 36: 1033–1050.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17: 179–183.
- Nobre, C. A., Sellers, P. J. and Shukla, J. 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, 4: 957–988.
- NOAA, 2016. [www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov). Access on March 24, 2016.
- ONS, 2015. [www.ons.org.br](http://www.ons.org.br). Access on September 05, 2015.
- Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M., and Hess, L. L. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 416:617–620.
- Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vaucehl, P., Phillips, L., Castro, A., Guyot, J.-L., Oliveira, E. 2005a. Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon - Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Hydrology*, 302: 223–238.



- Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vaucehl, P., Phillips, L., Castro, A., Guyot, J.-L., Oliveira, E. 2005b. Discharge variability within the Amazon basin. *Climate variability and Change Hydrological Impacts. IAHS Publ*, 296:21-29.
- Santos, T. S. Gomes, A. C. S. Coutinho, M. D. L. Silva, A. R. Castro, A. A. 2013. Análise de eventos extremos na região amazônica. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 6: 1356–1370.
- Sauer, I. L. 2015. A gênese e a permanência da crise do setor elétrico no Brasil. *Revista USP*, 104: 145-174.
- Schöngart, J., Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Ayres, J. M., Hüttermann, A., Worbes, M. 2004. Teleconnection between tree growth in the Amazonian Floodplains and the El Niño-Southern Oscillation effect. *Global Change Biology*, 10:683–692.
- Schöngart, J. and Junk, W. J. 2007. Forecasting the Flood-Pulse in Central Amazonia by ENSO-Índices. *Journal of Hydrology*, 335:124-132.
- Tolmasquim, M. 2000. As origens da crise energética brasileira. *Ambiente & sociedade*, 6: 179-183.
- Tomasella, J., Borma, L. S., Marengo, J. A., Rodriguez, D. A., Cuartas, L. A. Nobre, C. A. and Prado, M. C. R. 2010. The droughts of 1996-1997 and 2004-2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. *Hydrological Process*, 25: 1228–1242.
- Tomasella, J., Pinho, P. F., Borma, L. S., Marengo, J. A., Nobre, C. A., Bittencourt, O. R. F. O., Prado, M. C. R., Rodriguez, D. A., Cuartaz, L. A. 2013. The droughts of 1997 and 2005 in Amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. *Climatic Change*, 116: 723-746.
- Wang, H., and Fu, R. 2007. The influence of Amazon rainfall on the Atlantic ITCZ through convectively coupled Kelvin waves. *Journal of Climate*, 20: 1188-1201.
- Yoon, J. H. and Zeng, N. 2010. An atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, 34: 249–264.

## Capítulo V

---

Vale, R. S.; Santana, R. A. S.; Tóta, J.; Miller, S. D. 2016. Comparison of headspace and compact sensor measurements of tropical lake pCO<sub>2</sub>. Submetido à *Acta Scientiarum Biological Sciences*.

## **Comparação de medições de pCO<sub>2</sub> entre um compacto sensor e headspace em um lago tropical**

**Resumo:** O objetivo deste estudo foi apresentar os primeiros resultados de medições diretas e contínuas de pCO<sub>2</sub>, realizado com um compacto sensor em um lago tropical amazônico e comparar e avaliar estas medidas com aquelas realizadas usando-se o método do headspace. Medidas diretas de pCO<sub>2</sub> foram realizadas usando-se um compacto sensor e o método do headspace ao longo de um dia. Análises estatísticas descritivas, testes de normalidade, testes paramétricos para comparar os resultados e regressão linear foram aplicados aos resultados das medições. Os testes revelam que os métodos apresentam diferença significativa e, portanto foi construído um modelo de regressão linear para calibração futura dos dados do sensor compacto. A sobrestimativa de pCO<sub>2</sub> pelo sensor compacto (pCO<sub>2C</sub>) em relação ao método do headspace (pCO<sub>2H</sub>) foi, principalmente, devido à biocontaminação na face da membrana do sensor. Sugere-se que sejam evitadas medições em longo prazo com o sensor imerso, e caso seja necessário medições com o sensor imerso, que seja realizada a limpeza periódica do sensor e uma bomba d'água seja inserida no sistema com a finalidade de reduzir as incertezas das medições.

**Palavras-chave:** pCO<sub>2H</sub>, pCO<sub>2C</sub>, análises estatísticas, biocontaminação, acurácia

## **Comparison of headspace and compact sensor measurements of tropical lake pCO<sub>2</sub>**

**Abstract:** The objective of this study was to present the first results of direct and continuous measurements of pCO<sub>2</sub>, performed with a compact sensor in an Amazonian tropical lake and compare and evaluate these measures with the measures carried out using the headspace method. Direct measurements of pCO<sub>2</sub> were performed using a compact sensor and the headspace method over a day. Descriptive statistical analysis, normality tests, parametric tests to compare the results and linear regression were performed. The tests reveal that the methods present significant difference and therefore a linear regression model for future calibration of data from the compact sensor was built. The overestimation of pCO<sub>2</sub> by the compact sensor (pCO<sub>2C</sub>) relative to the headspace method (pCO<sub>2H</sub>) was mainly due to the biofouling on the face of the sensor membrane. It is suggested that long-term measurements with immersed sensors be avoided, and if use of immersed sensors is necessary to perform such measurements, that periodic sensor cleaning is done and a water pump is inserted in the system, for the purpose of reducing the uncertainty of the measurements.

**Key-words:** pCO<sub>2H</sub>, pCO<sub>2C</sub>, statistical analysis, biofouling, accuracy

## 1. INTRODUCTION

Lakes and reservoirs are significant sources of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) and methane (CH<sub>4</sub>) to the atmosphere (Cole et al., 1994; St. Louis et al., 2000). In recent years, there has been an increasing concern about greenhouse gas (GHG) emissions from artificial reservoirs, particularly in the tropics, where submersion of large amounts of carbon present in the submerged vegetation, together with high temperatures, lead to high GHG emissions (Guérin et al., 2006). The exchange of CO<sub>2</sub> between freshwater bodies and the atmosphere is also an appreciable component of ecosystem carbon budgets. Up to half of terrestrial organic carbon export is lost through carbon evasion from inland waters globally (Cole et al., 2007). In the Amazon, the efflux of CO<sub>2</sub> from inland waters (0.5 Pg C yr<sup>-1</sup>) is similar to the rate of carbon storage in Amazon rainforest trees (Phillips et al. 1998), and much larger than the carbon exported by the Amazon to the ocean (Richey et al., 2002).

Inland waters receive carbon from terrestrial landscapes, usually have a net heterotrophic metabolism, and emit significant amounts of CO<sub>2</sub> to the atmosphere (Cole et al., 1994; Raymond et al., 2012, Abril et al., 2015). CO<sub>2</sub> in freshwaters can be produced within the system as well as imported into the water body from its terrestrial surroundings. Furthermore, CO<sub>2</sub> derived from soil respiration or weathering can be transported to lakes and rivers via groundwater or surface water flows (Sobek et al., 2005).

The pCO<sub>2</sub> is relatively constant in the atmosphere compared to surface freshwaters pCO<sub>2</sub> wherein its concentration can vary by more than four orders of magnitude spatially and temporally (Sobek et al., 2005; Abril et al., 2014). Diurnal variability of pCO<sub>2</sub> is due to, besides those factors mentioned above, weather and climate conditions, with temperature exerting strong control over this variation. The pCO<sub>2</sub> of lakes increase significantly with increasing water temperature. The relationship between pCO<sub>2</sub> and water temperature is complex, probably driven by the effect of temperature on lake metabolism, which may enhance both net heterotrophy, leading to high pCO<sub>2</sub>, and net autotrophy, leading to low pCO<sub>2</sub> depending on lake conditions (Marotta et al., 2009).

Although respiration in lakes appears to be a major driver of CO<sub>2</sub> supersaturation it is obvious that CO<sub>2</sub> concentrations can vary considerably both on seasonal and daily scales (Eugster et al., 2003; Jonsson et al., 2008; Huotari et al., 2009) and that this variation is not always related to variable respiration rates (Aberg et al., 2010, Liu et al., 2016). Diurnal variations can be expected as a result of a shifting balance between photosynthesis and respiration (Huotari et al., 2009) but also to be a result of varying turbulence of the uppermost water layer related to cooling and the deeper convection of

the water column during nights (MacIntyre et al., 2001; Eugster et al., 2003). There are only a few studies reporting high-frequency monitoring of CO<sub>2</sub> concentration in lakes (Carignan, 1998; Hanson et al., 2003; Jonsson et al., 2007, Aberg et al., 2010, Podgrajsek et al., 2014).

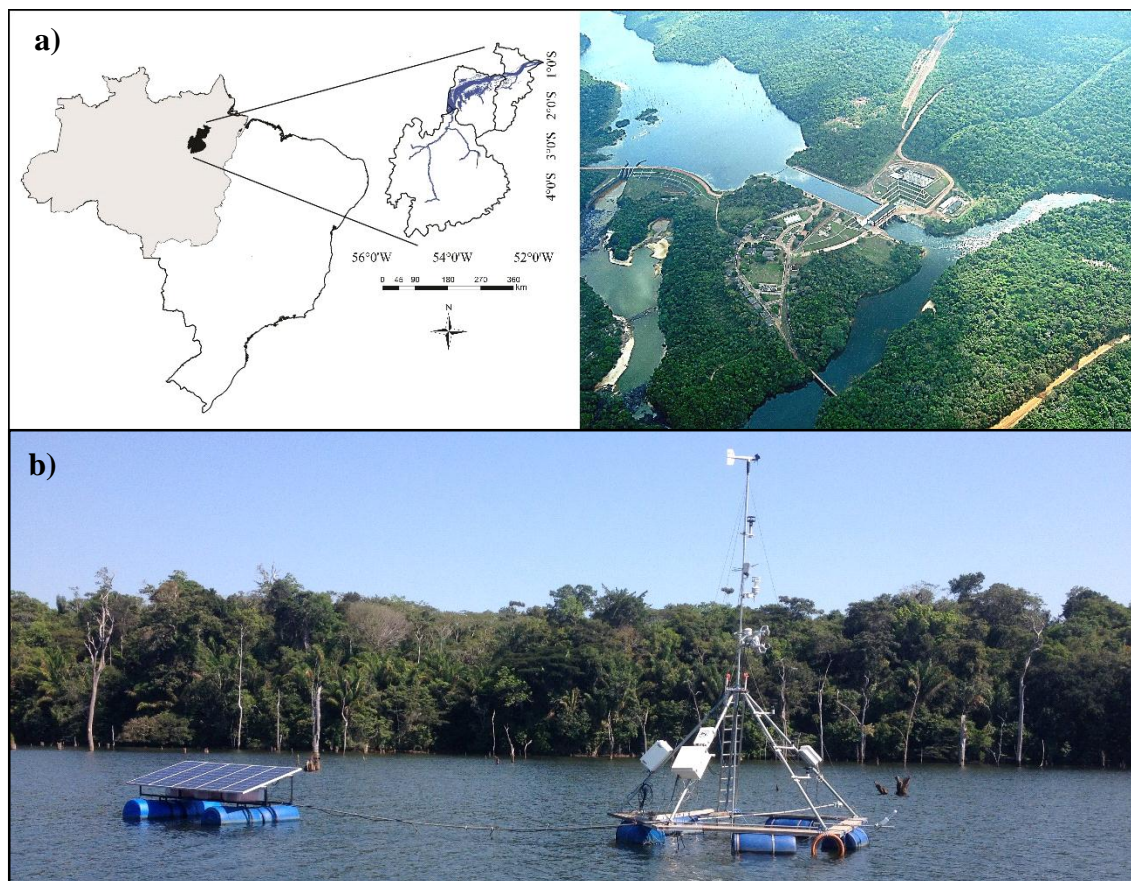
The principle methods for directly measuring pCO<sub>2</sub> in aquatic environments are headspace (Hope et al., 1995, Abril et al., 2005, Guérin et al., 2006, Kemenes et al. 2011) and the use of an equilibrator (Frankignoulle et al., 2001, Abril et al., 2013, Polsenaere et al., 2013, Valencia et al., 2014). There is also an indirect method based on pH, temperature and total alkalinity (Sobek et al., 2005, Marotta et al., 2009, Abril et al. 2015). More recently, compact sensors that take direct and continuous measurements and store data are being used to measure pCO<sub>2</sub> in in aquatic environments (Johnson et al., 2010, Podgrajsek et al., 2014).

In this study, the first results from direct and continuous measurements of pCO<sub>2</sub> using a compact sensor in a tropical Amazonian lake are reported. The measurements were done on February 22, 2016 at the reservoir of the Curuá-Una hydroelectric dam in Santarém, Pará, Brazil. These unique pCO<sub>2</sub> measurements done with a compact sensor were compared to measurements taken at discreet points in the reservoir using the robust traditional headspace method.

## **2. MATERIALS AND METHODS**

### **2.1 Study site**

The Curuá-Una dam ('Dark River' in Tupi-Guarani) is located in the Lower Amazon River Basin (41.531,51 km<sup>2</sup>) in the Curuá-Una River, at the waterfall Palhão (2°50' S and 54°18' W), 70 km southwest of Santarém, in Pará State (Fig. 1A). The reservoir was filled in 1977, occupying an area of 72 km<sup>2</sup> at the operational level, with a capacity of 30.3 MW, and is 68 m above sea level (Fearnside, 2005). ELETRONORTE is working on a plan to expand the generation capacity of Curuá-Una Hydropower Plant up to 40.3 MW.



**Figure. 1** Location of the Curuá-Una hydropower plant in Santarém- PA (a) and the floating micrometeorological platform (b).

#### c-Sense measurements

The  $p\text{CO}_2$  measurements were performed on a floating micrometeorological platform with a compact, lightweight, plug-and-play sensor designed for measurement of the partial pressure of  $\text{CO}_2$  gas in liquids (C-sense, Turner Designs). C-sense operates through the diffusion of gas across a hydrophobic membrane into an isolated headspace. While any resident gas may enter the headspace, the wavelength of the infrared sensor is specific to  $\text{CO}_2$  absorption. The amount of absorption of that wavelength is proportional to the concentration of  $\text{CO}_2$  gas in the headspace (Turner Designs, 2015). The  $p\text{CO}_2$  was measured continuously at 0.2 m, over 24 hours and sampled every minute on a datalogger (CR5000 – Campbell Scientific, Inc). The temporal evolution of  $p\text{CO}_2$  was obtained for a 30-minute time window. Table 1 shows some of the technical specifications of the C-sense sensor.

**Table 1** Main technical specifications of pCO<sub>2</sub> sensor that performs measurements in air and water (C-sense - Turner Design).

Parameter	Specification
Accuracy	3% of full scale
Detector	Non-Dispersive Infrared (NDIR)
Equilibration Time	4 minutes
Depth Rating	600 meters
Gas concentration ranges	0 - 4000 ppm

## 2.2 Headspace method

The headspace method (Cole & Caraco, 1998) was used to measure the concentration of CO<sub>2</sub> every hour between 8:30 and 19:30 using a syringe (60 mL) with 30 mL of water and 10 mL of air (headspace volume 10 mL). The gas and the liquid volumes were recorded, and the syringe was vigorously shaken for 60 seconds to allow the system to reach equilibrium. Then, 10 mL of headspace of the syringe was transferred to another syringe and injected into an Ultraportable Greenhouse Gas Analyzer (UGGA – Los Gatos Research, Inc.) which generated a peak response (in ppm) that was integrated to determine the headspace CO<sub>2</sub> concentrations. The solubility coefficient of Wanninkhof (1992) was used to compute the surface concentrations. After injecting the headspace sample into the UGGA, the temperature and pressure were determined and atmospheric concentrations were obtained for the intervals of each measurement. The dissolved gas concentration in the original water sample was determined according to Henry's law (Eq. 1 and 2), where  $C_w$  is the dissolved gas concentration of the water sample (CO<sub>2</sub> mol L<sup>-1</sup>);  $C_g$  is the gas concentration measured in the headspace of the equilibrium syringe (mol L<sup>-1</sup>);  $V_l$  and  $V_g$  the water and gas volumes (L) in the syringe, respectively; and  $H'$  is the CO<sub>2</sub> air-water partition coefficient (-), defined from equation 2, where 1.013 is the conversion factor from atm to bars;  $R$  is the universal gas constant (0.082 L atm K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup>);  $T$  is the equilibration temperature (K) at the time of measurement;  $Kh$  is Henry's law constant at 298.15 K (34.10<sup>-3</sup> mol L<sup>-1</sup> bar<sup>-1</sup>, for CO<sub>2</sub>); and  $\beta$  is the temperature dependence coefficient of Henry's law constant (2400 K, for CO<sub>2</sub>) (Valencia et al., 2014)

$$C_w = \frac{(C_g \cdot V_g) + \left(\frac{C_g}{H'} \cdot V_L\right)}{V_L} \quad (1)$$

$$H' = \frac{1}{1.013 \cdot R \cdot T \cdot K_H \cdot \exp\left[\beta \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{298.15}\right)\right]} \quad (2)$$

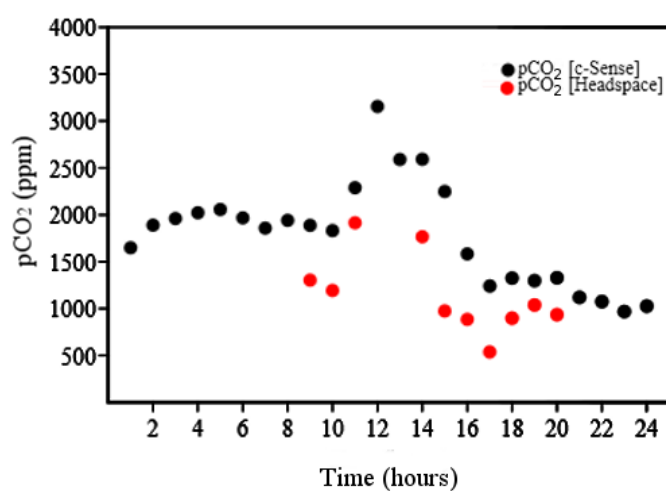
### 2.3 Statistical Analysis

For data analysis, first we used descriptive statistics to determine measures such as mean, standard deviation, and variance, and then the Shapiro-Wilk normality test and Anderson-Darlink test were applied. To test normality the null hypothesis was that the sample was drawn from a normal population distribution. After having identified that the samples follow a normal distribution, the *Student t*-test and the t test for unequal variances (unequal variance t test) were applied. These tests were used to find significant differences between the two-pCO<sub>2</sub> measurement methods. For this data analysis the pCO<sub>2H</sub> samples were considered as independent variables and sample pCO<sub>2C</sub> as dependent variables. Samples that showed a relative error over 100% were discarded in order to obtain a better regression equation between samples ( $r \geq 90\%$ ). The data were processed with the free software version Past 3.12 (Hammer et al. 2001).

### 3. RESULTS

The CO<sub>2</sub> concentration data measured with C-sense sensor (pCO<sub>2C</sub>) and the method of headspace (pCO<sub>2H</sub>) were collected on February 22, 2016 (Figure 2). The methods well represent the diurnal cycle pCO<sub>2</sub> over the lake with a maximum concentration between the period of 13 - 15h. However, the statistical description of the data (Table 2) reveals a significant difference between the methods mainly between the mean and variance of the samples.





**Figure 2.** Dispersion of pCO<sub>2</sub> data measured with C-sense sensor (pCO<sub>2C</sub>) and headspace (pCO<sub>2H</sub>) on 22 February 2016.

**Table 2.** Descriptive statistics and the parametric test *t* - *Student* and *t* - test for unequal variances between the pCO<sub>2</sub> data using the methods of headspace and the C-sense sensor.

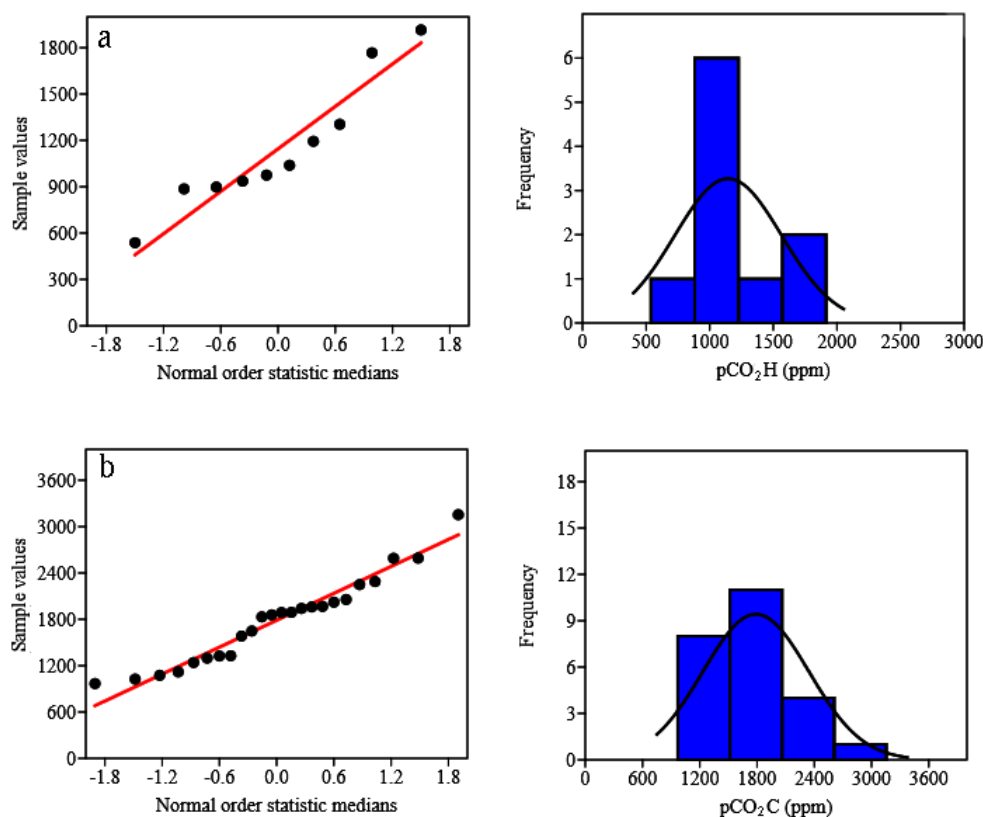
	pCO <sub>2C</sub>	pCO <sub>2H</sub>
<b>N</b>	24	10
<b>Min</b>	969	538
<b>Max</b>	3155	1915
<b>Sum</b>	42911	11452
<b>Mean</b>	1787.95	1145.20
<b>Std. error</b>	113.35	132.82
<b>Variance</b>	308364.40	176424.60
<b>Std. dev</b>	555.30	420.029
<b>Median</b>	1873	1007
<b>25 percentil</b>	1305	895
<b>75 percentil</b>	2048.25	1419.75
<b>Skewness</b>	0.48	0.80
<b>Kurtosis</b>	0.08	0.20
<b>Geom. mean</b>	1705.48	1078.96
<b>Coeff. var</b>	31.06	36.67
<b>t-Student</b>	3.2789	p = 0.0025

**Uneq. var. t**      3.681   p = 0.0012

---

Normality testing yielded a p-value of  $<0.05$  therefore the assumption of a normal distribution was rejected. The Shapiro-Wilk test and Anderson-Darlink are considered the most accurate normality tests, and for this study the results showed  $p_{C-Sense}$  (normal) equal to 0.30 and 0.27 and  $p_{Headspace}$  (normal) equal to 0.34 and 0.16, respectively. Based on the normality test, we conclude that the data follow a normal distribution and therefore we used parametric tests to compare the results of both  $pCO_2$  measurement methods (Figure 3).

The parametric test *t - Student* and *t* test for unequal variances were used with the null hypothesis that there is no significant difference between the  $pCO_2$  measurements using the method of headspace and C-sense sensor. The tests with a confidence interval of 95% ( $\alpha = 0.05$ ) shows that for this study the null hypothesis is rejected, that is, there is a significant difference between the measurements of  $pCO_{2C}$  and  $pCO_{2H}$ . The p-value found for the *Student - t* test and *t* test for unequal variances was 0.0025 and 0.0012, respectively (Table 2).



**Figure 3.** Normal probability and histogram plots for  $pCO_{2H}$  (a) and  $pCO_{2C}$  (b) with correlation coefficient 97% and 95%, respectively.

#### 4. DISCUSSIONS

The pCO<sub>2</sub> measurements using the C-sense sensor have twice the value of the measurements performed using the headspace technique. This suggests that there may be errors in the methodology of continuous measurements of pCO<sub>2</sub>, since during the laboratory tests the sensor showed accurate measurements of pCO<sub>2</sub>. The membrane and sensor face are engineered to minimize biofouling, however, under most conditions biofilms will slowly form on the surface of the membrane resulting in an increase in equilibration time due to decreased permeability of the membrane and thereby reduce accuracy of CO<sub>2</sub> estimates due to production of CO<sub>2</sub> by organisms contained within the biofilm (Turner Designs, 2015).

The classification of the water of the Curuá-Una river, based on the physicochemical characters elaborated by Sioli (1967) are difficult to classify but, according to Junk et al. (1981) can be classified as clear water rivers. Its physical and chemical composition varies seasonally between periods of high and low water (Junk et al. 1981), but on average its pH is 7.0, temperature is 29 °C and transparency is 1.5 m near the dam, where the measurements were performed. After 24 hours of submersion the C-sense sensor the accumulation of microorganisms such as periphytons in the face of the sensor membrane can be observed. This could justify the high values of pCO<sub>2</sub> measurements performed by this sensor in Curuá-Una.

Abril et al. (2015) conducted a study to evaluate the indirect method of measuring pCO<sub>2</sub> based on the pH and total alkalinity (TA). The authors compare the pCO<sub>2</sub> calculated (pH and TA) with pCO<sub>2</sub> measured directly using headspace and using an equilibrator in a large array of temperate and tropical freshwaters. The pCO<sub>2</sub> values calculated were 10% higher than measured pCO<sub>2</sub> in 60% of the samples and were 100% higher in the 25% most organic-rich and acidic samples. The authors suggest that these large overestimations of calculated pCO<sub>2</sub>, with respect to measured pCO<sub>2</sub>, are due to organic acids and anions associated with TA in waters with low carbonate alkalinity and high dissolved organic carbon concentrations and a lower buffering capacity of the carbonate system at low pH, which increases the sensitivity of calculated pCO<sub>2</sub> to TA in acidic and organic rich waters. Currently, direct and continuous measurements of water pCO<sub>2</sub> remain scarce in inland waters, and most published pCO<sub>2</sub> data are measured using the technique of equilibrator and headspace. Podgrajsek et al. (2014) used the SAMI sensor (Submersible Autonomous Moored Instrument, Sunburst Sensors, MT, USA) for continuously measuring pCO<sub>2</sub> at lake Tännaren in Sweden for comparison of floating chamber and eddy covariance

measurements of greenhouse gas fluxes. In this study, the  $p\text{CO}_2$  from the SAMI was used in the bulk flux estimation and the transfer velocity. Because  $p\text{CO}_2$  may be inhomogeneous in the lake both horizontally and vertically, the authors used a correction factor (200 ppm) for the values of  $p\text{CO}_2$  for the bulk flux.

Johnson et al. (2010) tested a sensor similar to the one used in this study (NDIR) in different aquatic environments (streams and ponds from tropical, temperate and boreal regions) with continuous measurements of  $p\text{CO}_2$  for six months, without the need for pumps or reagents and compared the results to those taken with direct measurements using headspace analysis. Unlike this study, Johnson et al. (2010) found no deviations in measurements. They conclude that the sensor-based method is a robust, accurate and responsive method, with a wide range of potential applications, and suitable to make continuous measurements over both short-and-long-term time intervals.

In this study the headspace method was considered as more robust, and to compare the methods a linear regression analysis of the measurements of  $p\text{CO}_{2\text{C}}$  and  $p\text{CO}_{2\text{H}}$  was conducted to compare the methods. The regression model yielded coefficients of correlation and determination of 92% and 84.9%, respectively. Based on the generated model, one can correct the overestimated values of  $p\text{CO}_2$  obtained with the C-sense sensor.

The C-sense sensor was tested and calibrated in the laboratory before performing continuous measurements on the Curuá-Una reservoir. In addition, the sensor provides accurate measurements of  $p\text{CO}_2$  in both air and water. It is suggested that long-term field deployments (more than a period of 24 hours) is not ideal and will lead to biofouling on the face of the membrane and therefore overestimation of measurements. Measurements in aquatic environments with favorable conditions of temperature, pH, alkalinity and water velocity can further contribute to the uncertainties of the measures. If it is necessary to perform longer measurement intervals, it is suggested that the measurements are conducted with periodic cleaning of the membrane and the use of the sensor coupled to a water pump. The shear forces generated by pumping water past the membrane will prevent settling of particulates as well as force bubbles out of the sample volume. In addition, the water pumped head has the advantage of decreasing equilibration times (Turner Designs, 2015).

## 5. CONCLUSIONS

From our analysis, there is no doubt that there is a significant difference between the results of the continuous measurements of pCO<sub>2</sub> using the C-sense sensor and discrete measures with the headspace method. Despite the difference between the methods, the C-sense sensor performs accurate measurements of pCO<sub>2</sub> for both air and water. It is recommended that continuous measurements are not performed over a period of 24 h with the sensor submerged in aquatic environments with physicochemical conditions favorable to the development of biofouling. If longer measurement intervals are necessary, these should include sensor cleaning and use of a water pump, according to the technical specifications of the sensor in order to minimize the uncertainties due to contamination of the face of the membrane.

## 6. ACKNOWLEDGEMENTS

We thank ELETRONORTE and UFOPA for logistics, S. Souza and P. Santos for technical support, N. Barros and S. Sobek for UGGA-Los Gatos and INPA, FAPEAM and CAPES.

## 7. REFERENCES

- Åberg, J., Jansson, M., & Jonsson, A. (2010). Importance of water temperature and thermal stratification dynamics for temporal variation of surface water CO<sub>2</sub> in a boreal lake. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 115(G2).
- Abril, G., Guérin, F., Richard, S., Delmas, R., Galy-Lacaux, C., Gosse, P., & Matvienko, B. (2005). Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *Global biogeochemical cycles*, 19(4).
- Abril, G., Martinez, J. M., Artigas, L. F., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M. F., Vidal, L., & Deborde, J. (2014). Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. *Nature*, 505(7483), 395-398.
- Abril, G., Bouillon, S., Darchambeau, F., Teodoru, C. R., Marwick, T. R., Tammooh, F., ... & Borges, A. V. (2015). Technical Note: Large overestimation of pCO<sub>2</sub> calculated from pH and alkalinity in acidic, organic-rich freshwaters. *Biogeosciences*, 12(1), 67-78.

- Carignan, R. (1998). Automated determination of carbon dioxide, oxygen, and nitrogen partial pressures in surface waters. *Limnology and Oceanography*, 43(5), 969-975.
- Cole, J. J., Caraco, N. F., Kling, G. W., & Kratz, T. K. (1994). Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 265(5178), 1568-1570.
- Cole, J., Nina, J., & Caraco, F. (1998). Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnology and Oceanography*, 43, 647-656.
- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., & Melack, J. (2007). Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10(1), 172-185.
- Eugster, W., Kling, G., Jonas, T., McFadden, J. P., Wüest, A., MacIntyre, S., & Chapin, F. S. (2003). CO<sub>2</sub> exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: Importance of convective mixing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D12).
- Fearnside, P. M. (2005). Do hydroelectric dams mitigate global warming? The case of Brazil's Curuá-Una Dam. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 10(4), 675-691.
- Frankignoulle, M., Borges, A., & Biondo, R. (2001). A new design of equilibrator to monitor carbon dioxide in highly dynamic and turbid environments. *Water Research*, 35(5), 1344-1347.
- Guérin, F., Abril, G., Richard, S., Burban, B., Reynouard, C., Seyler, P., & Delmas, R. (2006). Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: significance of downstream rivers. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Hammer, Ø., Harper, D. A. T., & Ryan, P. D. (2001). PAST-PAlaeontological STatistics, ver. 1.89. *Palaeontologia electronica*, 4(1), 1-9.
- Hanson, P., D. Bade, S. Carpenter, and T. Kratz. (2003). Lake metabolism: Relationships with dissolved organic carbon and phosphorus, *Limnol. Oceanogr.*, 48(3), 1112–1119.

- Hope, D., Dawson, J. J., Cresser, M. S., & Billett, M. F. (1995). A method for measuring free CO<sub>2</sub> in upland streamwater using headspace analysis. *Journal of Hydrology*, 166(1), 1-14.
- Huotari, J., Ojala, A., Peltomaa, E., Nordbo, A., Launiainen, S., Pumpanen, J., ... & Vesala, T. (2011). Long-term direct CO<sub>2</sub> flux measurements over a boreal lake: Five years of eddy covariance data. *Geophysical Research Letters*, 38(18).
- Jonsson, A., J. Åberg, and M. Jansson. (2007). Variations in pCO<sub>2</sub> during summer in the surface water of an unproductive lake in northern Sweden, *Tellus, Ser. B.*, 59(5), 797–803, doi:10.1111/j.1600-0889.2007.00307.x.
- Jonsson, A., Åberg, J., Lindroth, A., & Jansson, M. (2008). Gas transfer rate and CO<sub>2</sub> flux between an unproductive lake and the atmosphere in northern Sweden. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G4).
- Johnson, M. S., Billett, M. F., Dinsmore, K. J., Wallin, M., Dyson, K. E., & Jassal, R. S. (2010). Direct and continuous measurement of dissolved carbon dioxide in freshwater aquatic systems - method and applications. *Ecohydrology*, 3(1), 68-78.
- Junk, W. J., Robertson, B. A., Darwich, A. J., & Vieira, I. (1981). Investigações limnológicas e ictológicas em Curua-Una, a primeira represa hidrelétrica na Amazonia Central [Brasil]. *Acta Amazonica*, 11(4), 689-716.
- Kemenes, A., Forsberg, B. R., & Melack, J. M. (2011). CO<sub>2</sub> emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G3).
- Liu, H., Zhang, Q., Katul, G. G., Cole, J. J., Chapin III, F. S., & MacIntyre, S. (2016). Large CO<sub>2</sub> effluxes at night and during synoptic weather events significantly contribute to CO<sub>2</sub> emissions from a reservoir. *Environmental Research Letters*, 11(6), 064001.
- MacIntyre, S., Eugster, W., & Kling, G. W. (2002). The critical importance of buoyancy flux for gas flux across the air-water interface. *Gas transfer at water surfaces*, 135-139.
- Marotta, H., Duarte, C. M., Sobek, S., & Enrich-Prast, A. (2009). Large CO<sub>2</sub> disequilibria in tropical lakes. *Global biogeochemical cycles*, 23(4).

Phillips, O. L., Malhi, Y., Higuchi, N., Laurance, W. F., Núñez, P. V., Vásquez, R. M., & Grace, J. (1998). Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, 282(5388), 439-442.

Podgrajsek, E., Sahlee, E., Bastviken, D., Holst, J., Lindroth, A., Tranvik, L., & Rutgersson, A. (2014). Comparison of floating chamber and eddy covariance measurements of lake greenhouse gas fluxes. *Biogeosciences*, 11(15), 4225-4233.

Polsenaere, P., Deborde, J., Detandt, G., Vidal, L. O., Pérez, M. A., Marieu, V., & Abril, G. (2013). Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. *Geophysical Research Letters*, 40(9), 1734-1740.

Raymond, P. A., Zappa, C. J., Butman, D., Bott, T. L., et al. Scaling the gas transfer velocity and hydraulic geometry in streams and small rivers. *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 2012, (1), 41-53.

Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M., & Hess, L. L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 416(6881), 617-620.

Sioli, H. (1967). Studies in Amazonian waters. *Atas do simpósio sobre a biota amazônica*, N. 3, 9-50.

Sobek, S., Tranvik, L. J., & Cole, J. J. (2005). Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(2).

St. Louis, V. L., Kelly, C. A., Duchemin, É., Rudd, J. W., & Rosenberg, D. M. (2000). Reservoir Surfaces as Sources of Greenhouse Gases to the Atmosphere: A Global Estimate Reservoirs are sources of greenhouse gases to the atmosphere, and their surface areas have increased to the point where they should be included in global inventories of anthropogenic emissions of greenhouse gases. *BioScience*, 50(9), 766-775.

Turner Designs. (2015). C-sense in situ pCO<sub>2</sub> sensor – User's manual. P/N 998-2410, Revision C.



Gonzalez-Valencia, R., Magana-Rodriguez, F., Gerardo-Nieto, O., Sepulveda-Jauregui, A., Martinez-Cruz, K., Walter Anthony, K., ... & Thalasso, F. (2014). In situ measurement of dissolved methane and carbon dioxide in freshwater ecosystems by off-axis integrated cavity output spectroscopy. *Environmental science & technology*, 48(19), 11421-11428.

Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C5), 7373-7382.

## Capítulo VI

---

Vale, R. S.; Santana, R. A. S.; Tóta, J.; Miller, S. D. Long-term measurements of energy, mass, momentum fluxes and environmental variables over Curuá-Una hydroelectric reservoir. Manuscrito em preparação para *Journal of Geophysical Research*.

## **Long-term measurements of energy, mass, momentum fluxes and environmental variables over Curuá-Una hydroelectric reservoir**

### **Abstract**

Amazonian tropical reservoirs play an essential role in the hydrological cycle and can be significant sources of greenhouse gases. To study the physical interactions of gas exchange in the air-water interface of Amazonian lakes, a micrometeorological floating platform has been used. The micrometeorological floating platform performs continuous measurements, in the air and in the water of: environmental variables; net radiation; CH<sub>4</sub> concentration; and turbulent fluxes of CO<sub>2</sub>, momentum, sensible and latent heat. Fluxes were measured with the eddy covariance technique. Here, we describe the micrometeorological floating platform and present the first results of one-year of measurements in a reservoir of the Curuá-Una hydroelectric plant, located 70 km southwest of Santarém, Para State, Brazil. The average wind speed was 1 m s<sup>-1</sup> and the CO<sub>2</sub> flux was predominantly negative ranging from -0.01 to 0.01 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Sensible and latent heat fluxes showed clear daily and intra-seasonal variability, and contributed to maintain an unstable regime over the lake. The 2015-2106 El Niño caused the reservoir to reach the lowest level ever recorded, which increased the concentration of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> downstream. The pCO<sub>2</sub> showed diurnal variability and values higher than for other lakes. The concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> downstream above the lake surface were directly influenced by the variability in the reservoir level. Our results are consistent with other studies in lakes using eddy covariance to measure gas flux, and shows the influence of small and large-scale events on the emission of greenhouse gases from the lake.

**Key-words:** environmental variables; fluxes; pCO<sub>2</sub>; energy balance; water level

## 1. Introduction

Lakes and reservoirs are significant sources of greenhouse gases that are emitted into the atmosphere (Cole et al. 1994, St. Louis et al. 2000). In the Amazon, the CO<sub>2</sub> efflux of inland waters (0.5 Pg C yr<sup>-1</sup>) is similar to the rate of carbon storage in the trees of the Amazon forest (Philips et al. 1998), and much higher than the carbon exported from the Amazon River to the ocean (Richey et al. 2002). The emissions of GHGs from hydroelectric reservoirs are negatively correlated to both reservoir age and latitude (St. Louis et al. 2000), with highest emission rates near the tropics and lowest emission rates at high latitudes (Barros et al. 2011). The latitudinal pattern of emissions is probably related to the corresponding gradient in water temperature (Kosten et al. 2010). Furthermore, hydroelectric reservoirs in the Amazon region emit more GHGs than reservoirs in others regions, because higher flooded biomass in tropical regions leads to higher emissions, and may increase the ratio of GHGs that are released (Barros et al. 2011, Galy-Lacaux et al. 1999).

The gas flux through the water-air interface is calculated as  $F = k\Delta C$ , where  $\Delta C$  is the difference in concentration of gas between water and air, and  $k$  is the transfer velocity (or piston velocity). Regional estimates of gas exchange at the interface are calculated from measurements and parameterization of the transfer velocity that is typically only dependent on wind (Cole and Caraco, 1998, Crusius and Wanninkhof, 2003, Guérin et al. 2007). Uncertainties in transfer velocity and  $\Delta C$  result in large uncertainties (70%) in exchange of trace gases of inland water into the atmosphere (Cole et al. 2007).

Several methods have been used to measure the flux of gases in the air-water interface, such as a floating chamber (Crill *et al.* 1988) and studies of trace gas release (Cole and Caraco, 1998). More recently, the micrometeorological technique eddy covariance (EC) has been used to measure flux at time scales of 15-30 minutes (Anderson et al. 1999, Eugster et al. 2003, Vesala et al. 2006). Fairall and Larsen (1986) used high-frequency data of atmospheric turbulent properties to infer momentum, sensible and latent heat flux from a platform on the ocean using the inertial dissipative method. McGillis et al. (2004) performed CO<sub>2</sub> flux on floating platforms during GasEx-2001 using the method of direct covariance bulk and profile. Guérin et al. (2007) investigated the CO<sub>2</sub> flux in the Petit-Saut reservoir using the eddy covariance method and the float chamber. Garrat (1972) examined the fluctuation of components of velocity and temperature at different levels on the surface of the water and inferred momentum and heat flux. Li et al. (2015) analyzed

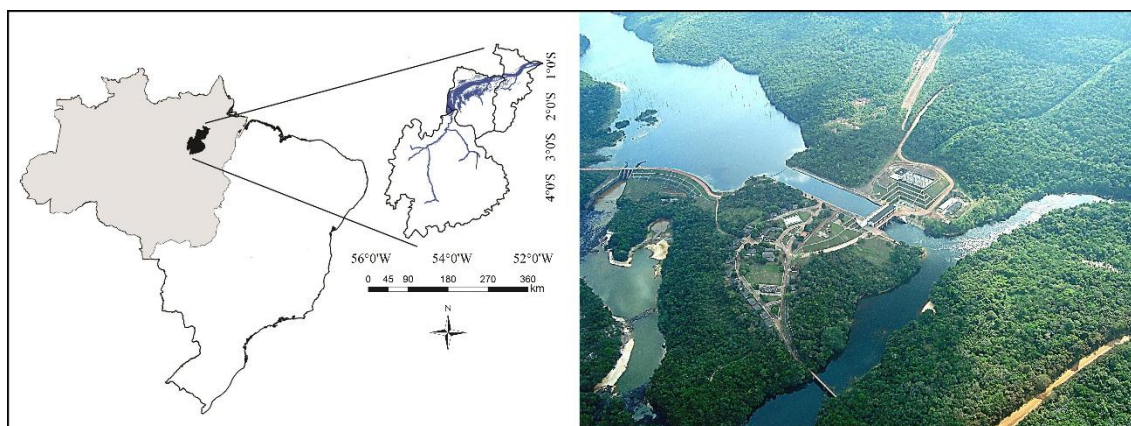
the surface energy balance and the driving force factors of turbulent exchange in Lake Ngoring in the Tibetan Plateau.

The EC method has often been used for measuring gas flux on lakes (Eugster et al. 2003, Vesala et al. 2006, Jonsson et al. 2007, Huotori et al. 2011, Podgrajsek et al. 2014a, 2014b), however, this method has been used only in a few cases for tropical lakes (Guérin et al. 2007, Morison et al. 2000, Polsenare et al. 2013). Currently, no studies with high and low frequency and long-term measurements exist in the Amazon region. We present unprecedented measures of energy, mass and momentum fluxes and energy balance along one year on the tropical lake Curuá-Una using the eddy covariance technique installed on an autonomous micrometeorological floating platform (MFP). Briefly, this MFP investigates the latent and sensible heat, momentum and CO<sub>2</sub> fluxes using the EC technique, with emphasis on the influence of the environmental variables on these fluxes. We provide an overview of the MFP structure and observational capability and discuss relevant first results of one-year of data from turbulent fluxes and environmental variables that influence the dynamics of the lake. Finally, we conclude with a discussion of objectives for studies planned for the near future.

## 2. Materials and Methods

### 2.1 Study area

The Curuá-Una hydropower plant was the second to be built in the Amazon. The Curuá-Una dam is located 70 km southeast of Santarém, Pará, and it is fed by the Curuá-Una River and its tributaries, Moju and Poraquê rivers (Figure 1). As the vegetation was not removed before the dam was closed, thus the areas adjacent to the old river bed are covered with dead and decaying trees (Junk et al. 1981).



**Figure 1.** Map with the location of the Lower Amazon river basin (left) and aerial photo of the hydroelectric plant Curuá-Una located 70 km to the southwest of the city of Santarém in Pará State.

## 2.2 Micrometeorological floating platform

### 2.2.1 Description and instrumentation

The MFP has the shape of a regular pentagon measuring 2.7 m at the base edges, 3 m at the upper edges, and 2.3 m internal height. The platform structure is fixed on 5 barrels of 200 L, each under one of the edges of the base and the central mast, which measures 6 m in height. The base and the central mast are made of aluminum and the arms are made of galvanized iron (Figure 2). The MFP has four anchor points, and there is just one for the power supply platform.



**Figure 2.** Micrometeorological Floating Platform (MFP) and power supply platform (top). High and low frequency sensors and dataloggers that collect the data on the MFP (highlighted) with measurements in air and water.

Table 1 shows the high and low frequency sensors that collect the data on the MFP. The high frequency system (10 Hz) is used to measure the flux (open path EC 150 – Campbell Scientific, Inc.). The system consists of a gas analyzer that measures the absolute densities of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O, a sonic anemometer (CSAT3A - Campbell Scientific, Inc), which measures the orthogonal components of the wind and a thermometer, which determines the air temperature sonically. The other sensors are low-frequency: sonic anemometers (Gill 2D - Gill Instruments Ltd.) 4 Hz, weather station (Met & Pak Pro - Gill Instruments Ltd.) and Wind Monitor (Young Company) at 1 Hz radiometer ( CNR1 - Kipp & Zonen). The rain gauge (Texas Electronics Inc.), water temperature (Thermopar - Type T), and water pCO<sub>2</sub> analyzer (c-Sense –Turner Designs) were sampled at 1-minute intervals.

**Table 1.** List of high and low frequency sensors with measurements in air and water that collect the data on the MFP.

		<b>Instrument</b>	<b>Quantity</b>	<b>Level (m)</b>
<b>Air</b>	Sonic Anemometer	WindSonic 2D (Gill Instruments Ltd.)	4	1.30 – 1.75 – 2.35 – 4.30
	Weather Station	Met&Pak Pro (Gill Instruments Ltd.)	1	4
	Gas Analyzer	EC 150 CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O (Campbell Scientific, INC.)	1	3
	Sonic Anemometer	CSAT3A (Campbell Scientific, Inc.)	1	3
	Wind monitor	Young model 05103	1	5
<b>Water</b>	Radiometer	CNR1 (Kipp & Zonen)	1	0.2
	Rain gauge	Electric rain gauge transmitter (Texas Electronics Inc.)	1	2
	Gas Analyzer	C-sense <i>in situ</i> pCO <sub>2</sub> sensor (Turner Designs)	1	- 0,2
	Temperature	Thermopar (Type T)	2	- 0.15 – 0.40 – 0.70 – 1.4 – 2.2

### 2.2.2 Power supply platform

The autonomous power supply system of the MFP is made by another floating platform connected to the MFP by a hollow tube containing the electric power cables. The power supply platform (Figure 2-top) consists of four 200 L barrels, 5 solar panels of 120 W/7.4 A (Kyocera Model KC /120/ 1) and three stationary batteries 12 V/40 A. The entire power supply system is controlled by a 40 A charge controller (Phocos CX 40) which provides energy via a 15 m cable connected to the MFP.



### 2.2.3 Data acquisition system

Data from radiation, water temperature, precipitation and water pCO<sub>2</sub> sensors are stored in a commercial datalogger (CR5000 – Campbell Scientific, Inc). For the flux system and sonic 2D anemometers, we developed a low-cost datalogger that uses a compact computer, the size of a credit card, (Raspberry Pi Foundation) with a Linux operating system. Data is stored on a 16 GB memory card and once a week the data is downloaded.

### 2.3 Eddy covariance measurements

The turbulent fluxes of sensible heat ( $H$ ), latent ( $LE$ ), CO<sub>2</sub> ( $F_c$ ) and momentum ( $\tau$ ) were calculated by the method of covariance of turbulent vortices (Figure 3). Data were corrected based on the diagnosis of the sensor, removing spikes and filtering running means by low-pass filtering (Lloyd et al. 1984). The sonic temperature, H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> data were linearly de-trended before averaging (Eugster et al. 2003), and a 3 - D rotation was applied to wind speed components to zero the horizontal and vertical wind speed (Finnigan et al. 2003). The positive momentum fluxes were rejected, whereas the measurements that were positive momentum flows were not surface of interest (Eugster et al. 2003). The flux system was calibrated at the factory and was first used in this study. The uncertainty in the concentration of CO<sub>2</sub> was corrected due to changes in air density caused by temperature variations and water vapor, known as the WPL, Webb-Pearman-Leuning (Webb et al. 1980). The temporal evolution of the micrometeorological parameters was obtained for a 30-minute time window. The equations of kinematic turbulent fluxes are shown below:

$$H = \rho_a c_{pa} \overline{\theta_v' w'} \quad (1)$$

$$LE = L \overline{q' w'} \quad (2)$$

$$\tau = -\rho_a \overline{u' w'} \quad (3)$$

$$F_c = \overline{c' w'} \quad (4)$$

Where  $\rho_a$  (kg m<sup>-3</sup>) is the density of air,  $c_{pa} = 1004$  J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> is the specific heat of air at constant pressure and  $L = 2500$  J kg<sup>-1</sup> is the latent heat of vaporization of water.  $\theta_v'$ ,  $w'$ ,

$u'$ ,  $q'$  and  $c'$  represent the deviation of the time average of the virtual potential temperature (K), the vertical wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ), zonal wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\text{H}_2\text{O}$  density ( $\text{g m}^{-3}$ ) and  $\text{CO}_2$  density ( $\text{mmol m}^{-3}$ ), respectively.

The atmospheric stability was defined as the ratio between  $z$ , the measuring height, and  $L$ , the Obukhov length:

$$\zeta = \frac{z}{L}, \quad (5)$$

and

$$L = \frac{-(\tau_0/\rho)^{3/2}}{\kappa(g/T_0)(\overline{\theta_v'w'})}, \quad (6)$$

Where  $(\tau_0/\rho)^{1/2}$  is friction velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $T_0$  is the mean temperature (K),  $\kappa$  is the von Kármán constant,  $g$  is the acceleration of gravity ( $\text{m s}^{-2}$ ), and  $\overline{\theta_v'w'}$  is the flux of the virtual potential temperature ( $\text{W m}^{-2}$ ). The parameter  $\zeta$  indicates the relative magnitude of the kinetic energy production by turbulent buoyancy and friction. The atmosphere is stably stratified for positive  $\zeta$  and unstably stratified for negative  $\zeta$ .

The source area or "flux footprint" represents the upwind surface area that contributes to the turbulent flux. Heat loss at night from a lake results in unstable atmospheric stratification and a smaller footprint than daytime conditions (Stull, 1988). We ensure that the flux footprint corresponds predominantly to water (and not terrestrial) surface by mounting flux sensors close to the water surface (3 m), orienting the flux package to optimize upwind fetch, and rejecting data when the source area may include non-water surface as will be determined by examination of field data and by use of the footprint model (Hsieh et al. 2000). The analysis of the footprint, showed that the footprint originated within  $< 100$  m from the MPF for all atmospheric conditions encountered in this study. Since the closest shoreline is 150 m from the MPF, all flux data presented in this paper represent footprint areas positioned above the lake surface.

#### 2.4 pCO<sub>2</sub> and environmental variables

The pCO<sub>2</sub> sensor is a compact, lightweight, plug-and-play sensor designed for measurement of the partial pressure of CO<sub>2</sub> gas in liquids (C-sense, Turner Designs). C-sense operates through the diffusion of gas across a hydrophobic membrane into an isolated headspace. The pCO<sub>2</sub> sensor located at 0.20 m and water temperature located at 0.15, 0.40, 0.70, 1.4 and 2.2 m with respect to the water surface. Wind

profile data were taken with the five 2D anemometers located at 1.30, 1.75, 2.35, 3.60 and 4.30 m above the water surface. All data above mentioned were averaged over 30 minutes. Due to technical problems in the rain gauge of the MPF, we use precipitation data from PCD 30900 (data collection platform), Curuá-Una station / downstream, provide by INPE / CRN / SINDA. Monthly accumulated values were used to calculate precipitation data.

## 2.5 Radiation and energy balance

Net radiation, upwelling and downwelling of long wave and short wave radiation was measured with a CNR1 net radiometer and these values were included in the calculation of the energy balance of the lake. The surface energy balance for the water surface may be represented through equation 7 (Nordbo et al. 2011):

$$Rn - \Delta Q = H + LE + \Delta Q_B + \Delta Q_F + \Delta Q_P, \quad (7)$$

where  $Rn$  is the net radiation,  $\Delta Q$  the lake heat storage change,  $H$  is the sensible heat flux,  $LE$  is the latent heat flux,  $\Delta Q_B$  is the heat flux into the bottom sediments,  $\Delta Q_F$  is the net flux of heat from runoff and through the lake outlet and  $\Delta Q_P$  is the heat flux due to precipitation. The last three terms can be neglected (McGowan et al. 2010, MacKellar & McGowan, 2010, Nordbo et al. 2011) and, as a result, the surface energy balance equation for Curuá-Una can be rewritten as:

$$Rn - \Delta Q = H + LE, \quad (8)$$

Where  $Rn - \Delta Q$  is the available energy. All the fluxes have units of  $W m^{-2}$ .

## 2.6 Downstream CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> concentrations

The concentrations of atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> was measured using a Greenhouse Gas Analyzer and Fast Greenhouse Gas Analyzer (GGA / FGGA) (Los Gatos Research, Inc.), located downstream from the hydroelectric plant. Air samples were collected at 1 Hz, approximately 4 meters above the water surface, from December 2015 to July 2016 (Figure 3). Averages were calculated in 30 min intervals from the raw data of the concentrations of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub>.



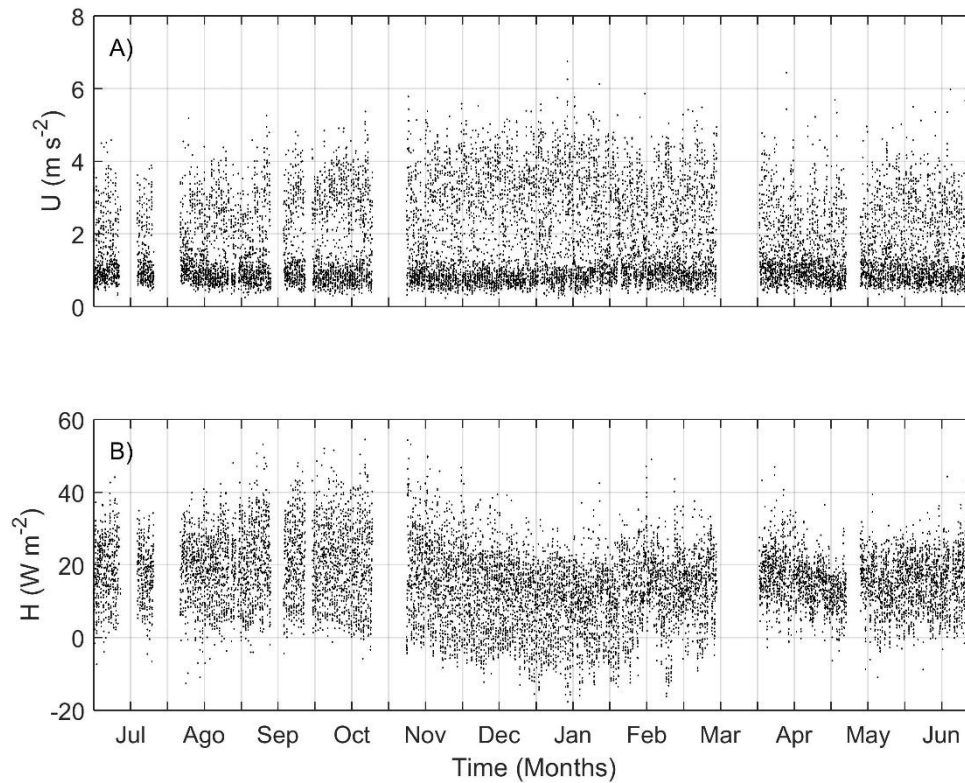
**Figure 3.** Location of collection of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> samples downstream of the hydroelectric plant. GGA / FGGA (top) and position of inlet tube (below) that collects air samples at about 4 m from the water surface.

### 3. Results and Discussion

#### 3.1 Energy, mass and momentum fluxes

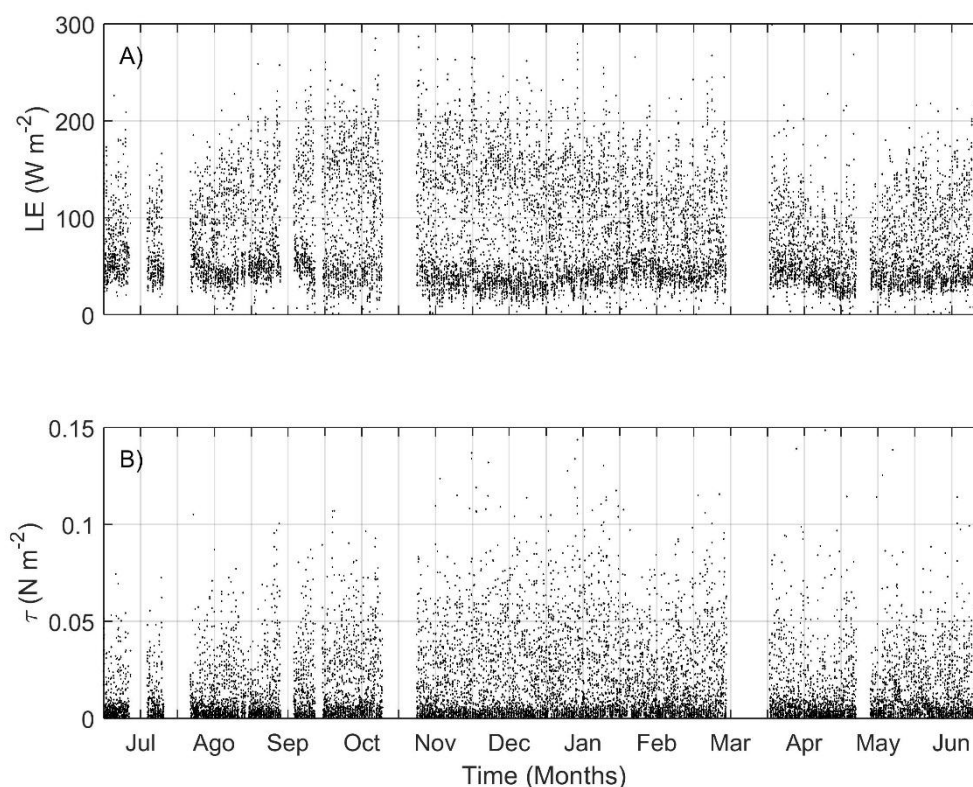
Generally, the magnitude of the wind has a strong influence on the turbulent fluxes of sensible and latent heat, momentum and CO<sub>2</sub>. Above Curuá-Una, the wind speed ( $U$ ) had a mean speed of  $1 \text{ m s}^{-1}$  and maximum values near  $8 \text{ m s}^{-1}$  (Figure 4A). The  $H$  values ranged from  $-20$  to  $50 \text{ W m}^{-2}$ , with mostly positive values, clear intraseasonal variations and higher values from July to October, a period characterized by a lack of rain and intense radiation (Figure 4B). The highest values of  $H$  occurred between the months of August and September (dry season) and the

lowest between November 2015 and February 2016 (rainy season). The values for  $H$  found in this study are similar to those from studies using the eddy covariance technique in lakes (Vesala et al. 2006; McGowan et al. 2010; Nordbo et al. 2011) and in reservoirs (Liu et al. 2009).



**Figure 4.** Average wind speed (Figure A) and the sensible heat flux (Figure B).

The LE values were all positive, with a maximum at around  $300 \text{ W m}^{-2}$  and a minimum close to zero. LE also presented intraseasonal variations and mean flux of  $50 \text{ W m}^{-2}$  (Figure 5A). In general terms,  $H$  and LE pulses occurred more frequently in the dry season than in the wet. Apparently, LE was higher than  $H$  and positive values of LE and  $H$ , which suggest that there has been evaporation during most of this period of measurement. The  $\tau$  values peaked at  $0.15 \text{ N m}^{-2}$ , with defined mean values around  $0.005 \text{ N m}^{-2}$ . Energy and momentum exchange between the lake's surface and atmosphere control the generation of waves and the development of the upper mixed layer of the lake. *In situ* observations show that wind shear generates very small waves throughout the day and that larger wave events are commonly associated with cumulonimbus rain clouds.

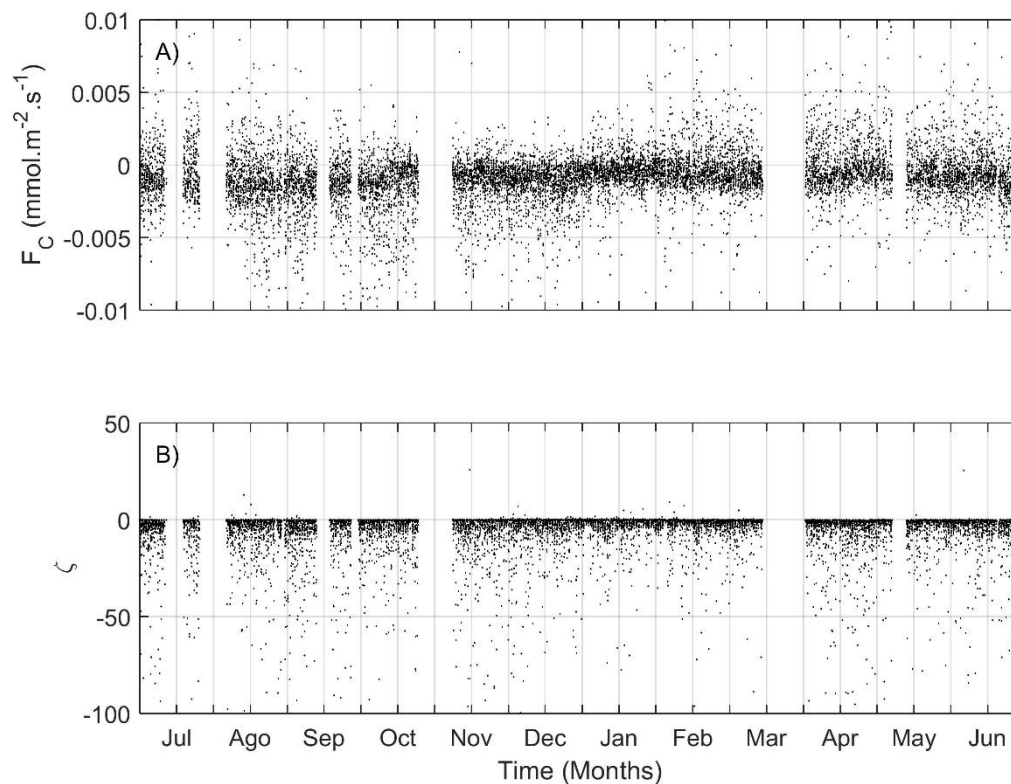


**Figure 5.** Latent heat flux (Figure 5A) and momentum flux (Figure 5B).

Fc measures showed, mostly negative values ranging from  $-0.01$  to  $0.01 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , with an average of  $-0.00083 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ( $-0.83 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). (Figure 5A). Fc showed no intraseasonal variations as did H and LE, and these low values are within the expected range for measurements over reservoirs. There are few published eddy covariance studies conducted on a lake for a short-term (Anderson et al. 1999; Eugster et al. 2003; Podgrajsek et al. 2015), and for a long-term (Vesala et al. 2006; Huotari et al. 2011) available for comparison. Although none of these studies had continuous negative flux measurements, they are comparable to the values found in this study.

Anderson et al. (1999) obtained decreasing  $\text{CO}_2$  fluxes from  $2.7 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  to slightly negative values during several days right after ice melt. Eugster et al. (2003) measured summertime fluxes of approximately  $-0.42$  to  $1.25 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  and Podgrajsek et al. (2015) measured daily mean fluxes from  $-0.78$  to  $1.62 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , with 20% of the measured  $\text{CO}_2$  fluxes being negative. Vesala et al. (2006) showed that the long-term measurements were able to reveal a reduced source of  $\text{CO}_2$  in July, but otherwise the lake acted as a clear source of  $\text{CO}_2$  with an efflux rate varying

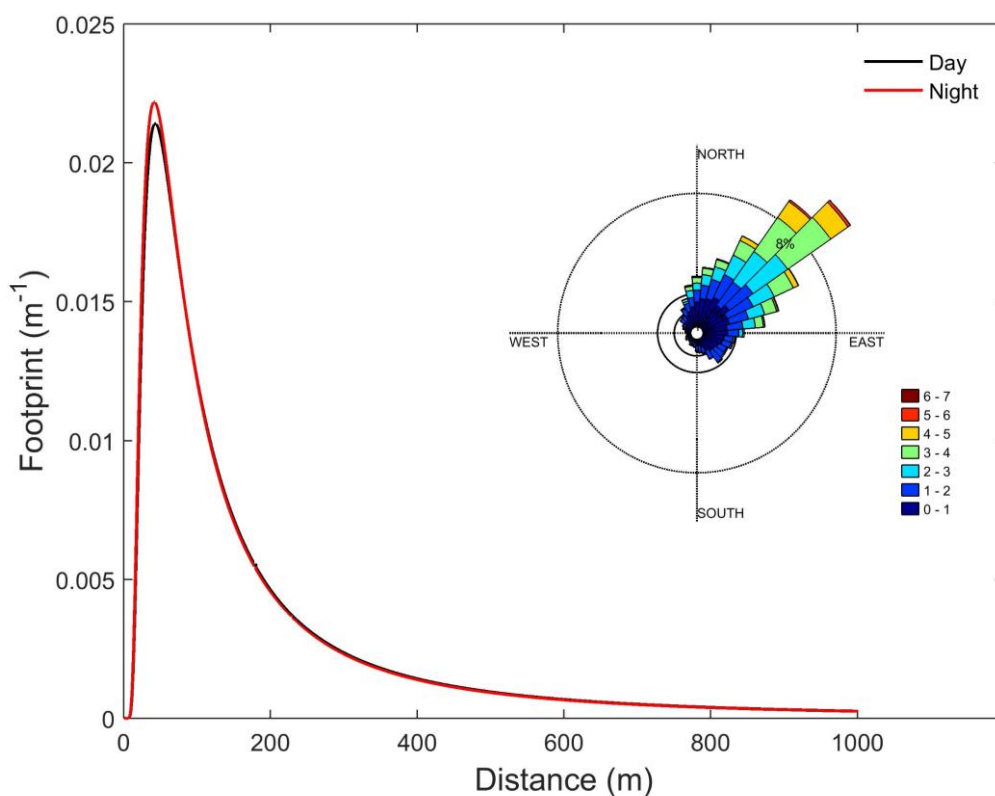
from  $0.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  to  $0.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Huotari et al. (2001) conducted the first long-term, ecosystem-level  $\text{CO}_2$  flux measurements with eddy covariance technique in a boreal lake over 5 years. The authors found mean daily  $\text{CO}_2$  fluxes during this period from  $0.50$  to  $0.54 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  and, during the summer months the lake acted occasionally as a  $\text{CO}_2$  sink.



**Figure 6.**  $\text{CO}_2$  flux (Figure 6A) and the Monin-Obukhov stability parameter (Figure 6B).

Eddy covariance flux measurements that are performed above the lake surface may be very difficult to interpret because the main driving forces for the fluxes are not purely related to atmospheric turbulence, but to turbulent mixing in the lake as well (Vesala et al. 2012). In this study, the average wind speed was approximately  $1 \text{ m s}^{-1}$ , but this value is too low to maintain the turbulent flux of  $\text{CO}_2$ . We believe that the low wind speed, flux system height close to the lake surface (3 m) and the non-stationary behavior, possibly, justify the negative fluxes of  $\text{CO}_2$  and that these are probably not fixed in the lake, since lakes act as a source of  $\text{CO}_2$  to the atmosphere. The Monin-Obukhov stability parameter revealed an unstable behavior during almost the entire period of measurements (Figure 5B). The instability of the surface

boundary layer may have been maintained by a temperature gradient between the surface of the lake and the overlying air and the positive fluxes of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2$ . In general, footprints of fluxes tend to be long on the smooth surface of lakes due to low mechanical turbulence levels which can lead to problems with measurements on small water bodies with long fetches (Vesala et al. 2006). However, in this study, the footprint flux is guaranteed to be on the surface of the lake, without problems of contamination of the neighborhood of the lake, as shown in Figure 7. The wind is predominantly from the northeast and the nearest edge of the lake in relation to the MPF is approximately 150 m to the west. The difference between the footprint of the day and night period is very small, since the surface tends to be cool during day stabilizing the near-surface layer and the warm surface with respect to the air at night (Vesala et al. 2006).

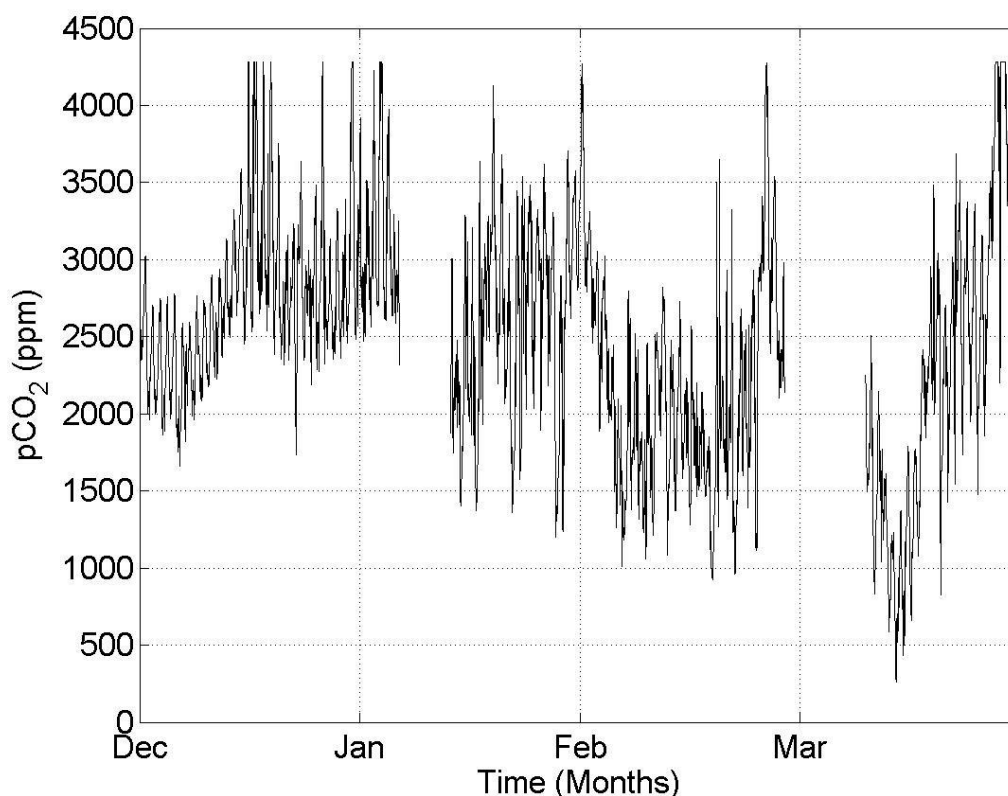


**Figure 7.** Footprint modeled (Hsieh et al., 2000) for the day and night. The distance from the nearest edge of the MPF is approximately 400 m. A wind rose (upper right in Figure 7) with prevailing winds from the NE.



### 3.2 pCO<sub>2</sub> and environmental variables

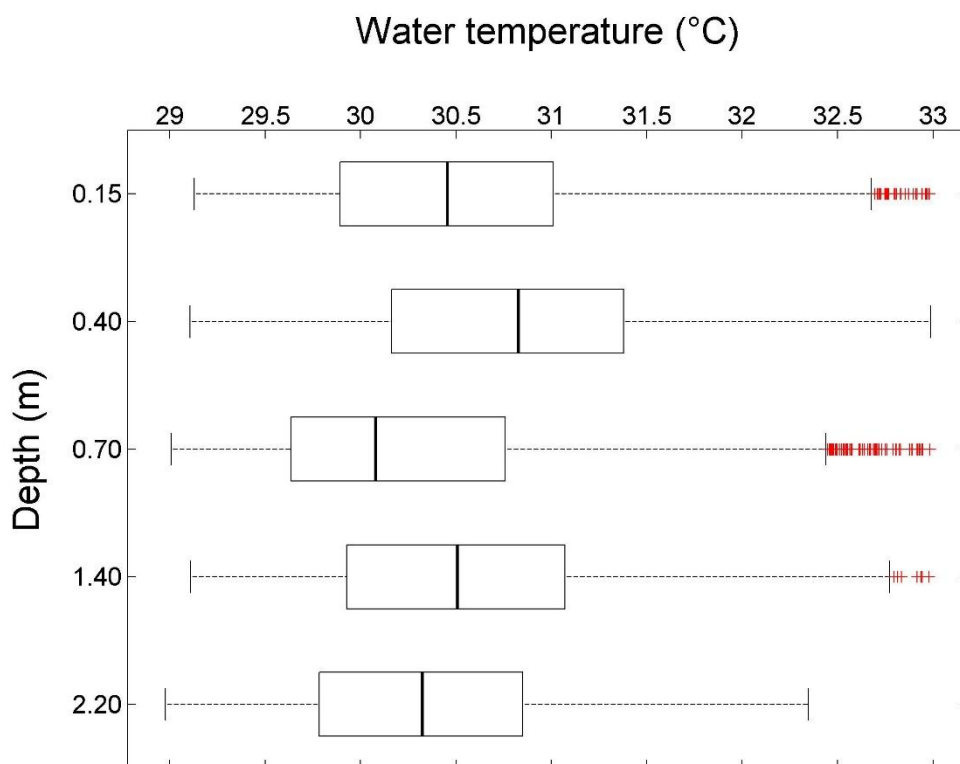
Long-term, *in situ* direct measurements of partial pressure of CO<sub>2</sub> were conducted for the first time on Lake Curuá-Una using the C-Sense sensor. The results reveal a well defined diurnal cycle with a mean value of  $2.491 \pm 3.22$  ppm and range of  $4.283 \pm 41.65$  ppm to  $259$  ppm  $\pm 0.04$  for the sample period (Figure 8). A detailed discussion of the methodology and results of pCO<sub>2</sub> are shown in Chapter V.



**Figure 8.** CO<sub>2</sub> partial pressure measured *in situ* and directly at 0.2 m depth.

Environmental variables presented in this study are water temperature (°C) wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ), precipitation (mm) and reservoir level (m). The water temperature was measured to depths of 0.15, 0.40, 0.70, 1.40 and 2.20 m, with an average temperature of 30.5 °C, ranging from 29.5 to 31.5 °C for these depths. Figure 9 shows the water temperature profile over a year, where it is possible to observe that up to this depth, the lake has no thermal stratification. Duchemin et al. (2000) found for Curuá-Una a slight and minimal thermal stratification 12m at its deepest, and 4m at its shallowest. This study the water level varies approximately between 4 and 10 m (Figure 10), for the dry and rainy seasons, respectively. Analyzing the first (0.15 m) and the last sensors (2.20 m) there is a smooth temperature gradient, indicating

that the heat supplied by radiation in the lake surface is stored in this water column throughout the annual cycle. Also, as was to be expected for a tropical lake, the water temperature is relatively high with about 1°C of variability.

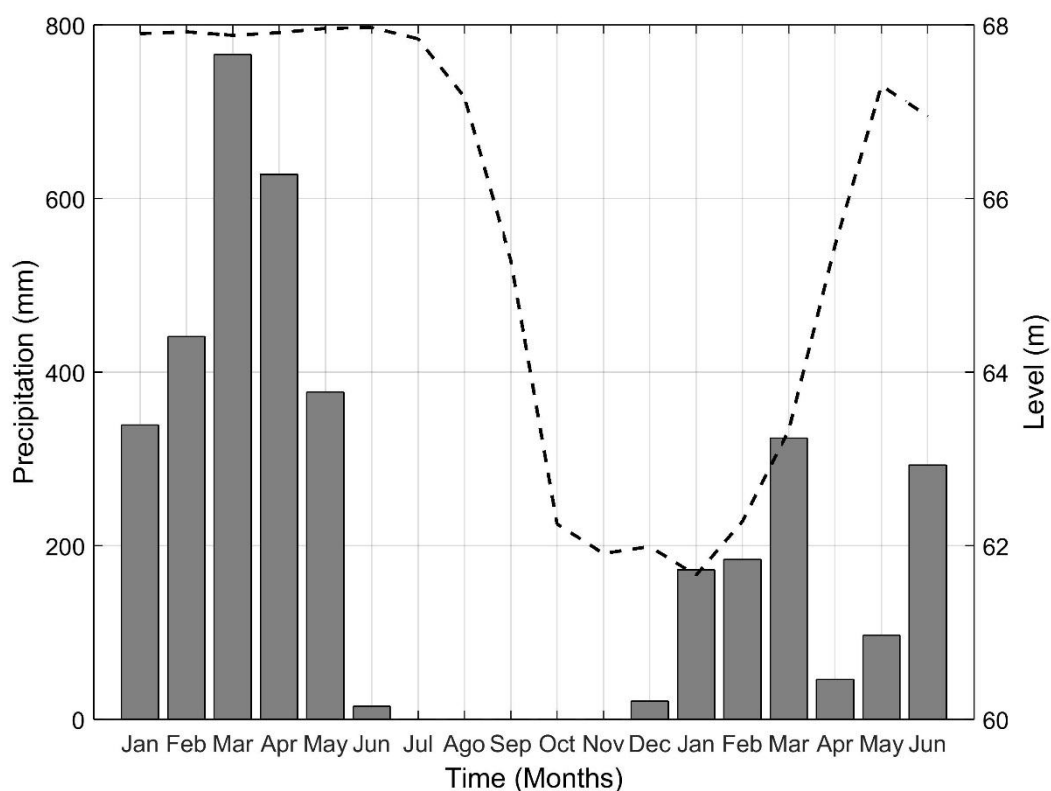


**Figure 9.** Water temperature profile measured in the depths of 0.15, 0.40, 0.70, 1.40 and 2.20 m.

The physical processes of stratification and vertical mixing are of fundamental importance for the structure and organization of chemical and biological processes in lakes. In freshwater ecosystems, the processes of stratification and mixing result from the cumulative effects of heat exchange and energy intake; absorption of solar radiation with depth, the direction and strength of the wind, the kinetic energy of water intakes, and the direction and force of water outlets (Tundisi & Tundisi, 2016). The range of daily variation of water temperature in the Amazon region is greater than the seasonal variation (Lewis, 1983; Tundisi et al., 1984). This means that in most Amazonian lakes there is a process of stratification and de-stratification daily (MacIntyre & Melack, 1984, 1988; Tundisi et al., 1984). In tropical lakes, short periods of thermal stratification are sufficient to create a pronounced gradient of

CO<sub>2</sub> concentration. This is due to the high temperatures occurring in these ecosystems favors the rapid decomposition of organic matter, particularly that on the accumulated sediment (Esteves, 1998).

As we saw in Chapter IV, 2015 was an atypical year, exceeding the historical minimum reservoir level. Figure 10 shows the monthly-accumulated precipitation (mm) for the period January 2015 to June 2016 and the level of the reservoir relative to sea level (m). The effect of the 2015 El Nino is clearly reflected in the distribution of rainfall and the consequential effect on the level of the reservoir (Figure 10). Although the reservoir water is dammed and controlled by the hydroelectric power plant, the very low level affected the power generation capacity and forced the plant to operate only with one generator and with reduced power. The effect of the drought was felt also in the nearby communities, mainly located upstream of the dam, making it difficult to fish, transport livestock and conduct riparian agriculture.



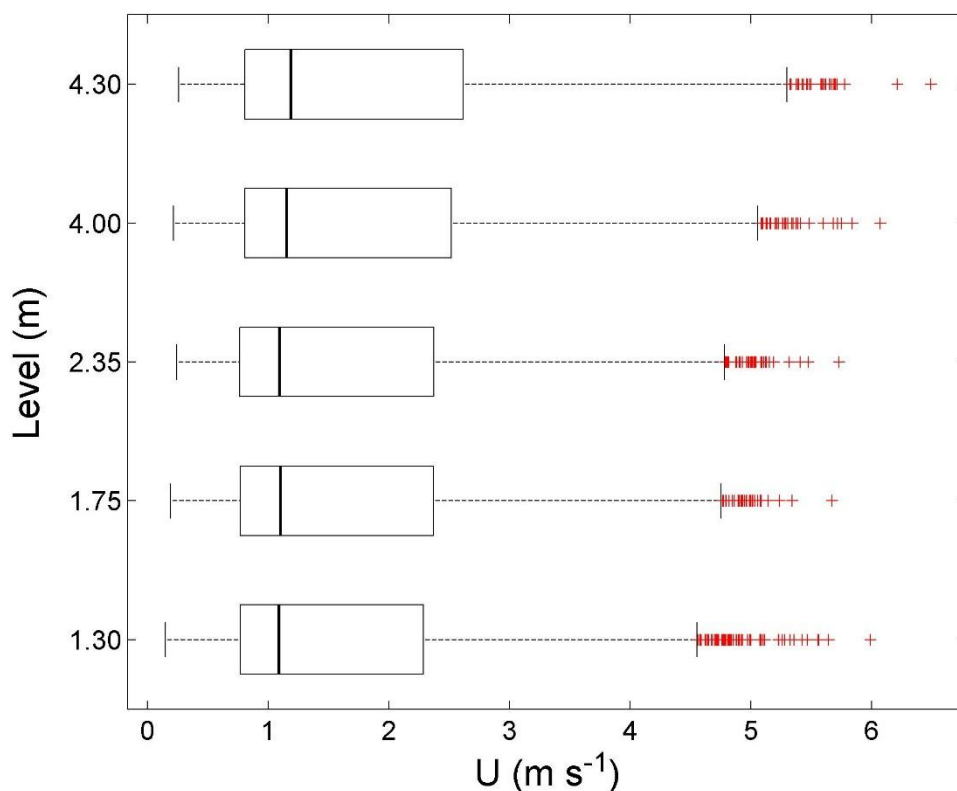
**Figure 10.** Monthly cumulative rainfall (mm) and reservoir level above sea level (m) for the period January 2015 to June 2016.

Precipitation is another physical process that contributes to increased gas transfer across the air-water interface (Ho et al. 1997; 2004). The effect is predominantly

caused by increased turbulence at the surface, whereas bubbles introduced by raindrops impacting the surface are a secondary effect (Ho et al. 2000). For higher rainfall, tropical rain generates less turbulence than temperate rain. However, high temperature gradients between rain and lake waters probably generate greater turbulence in tropical environments than in temperate environments (Guérin et al. 2007). In the tropical lake of Petit Saut, Guérin et al. (2007) found a relationship between  $k_{600}$  ( $Sc = 600$ , for  $CO_2$  at  $20\text{ }^\circ C$ ), wind and precipitation. According to the authors, the impact of rainfall on the  $k_{600}$  is about 10% at the annual mean wind speed ( $1\text{ m s}^{-1}$ ) and rainfall accounted for about 25% of the  $k_{600}$ .

The shallow reservoir contributes to methane emissions, since less of the  $CH_4$  released at the bottom in bubbles is oxidized to  $CO_2$  as it rises to the surface through the water column (Fearnside, 2005). Studies conducted in Curuá-Una by Duchemin et al. (2000) show that the emission of  $CH_4$  to the atmosphere is six and two times greater, in the wet and dry season, respectively. Moreover, for  $CO_2$ , the difference was slight. The authors found a strong relationship between the water level fluctuation and ebullitive fluxes. At the Lago Grande do Curuai, the spatial pattern of  $CO_2$  concentration at low water was different from the other hydrological phases and likely due to: a) shallow depth and frequent mixing from surface to bottom; b) light for photosynthesis being limited in the water column; c) and macrophyte beds composed of dense stands of emergent grasses that retard lateral exchanges (Rudorff et al. 2011).

The average wind speed on Curuá-Una was  $1\text{ m s}^{-1}$ , with no significant change between 1.30 and 4.30 m above the water surface, and greater variability at 4.30 m (Figure 11). As mentioned earlier, in Figure 4A, the largest wind variability occurs in the wet season. The wind speed is one of the most important physical factors in the gas transfer processes across the water-air interface (Cole & Caraco, 1998; Wanninkhof, 1992). Duchemin et al. (2000) found that during the wet season, measured daytime wind often exceeded  $2.8\text{ m s}^{-1}$ , while in the dry season the authors never recorded wind speed exceeding  $1.3\text{ m s}^{-1}$ . They concluded that bubble evasions are distinctly episodic and are initiated by wind. Low wind speed in Curuá-Una, may explain the low turbulent flux values of  $CO_2$ .



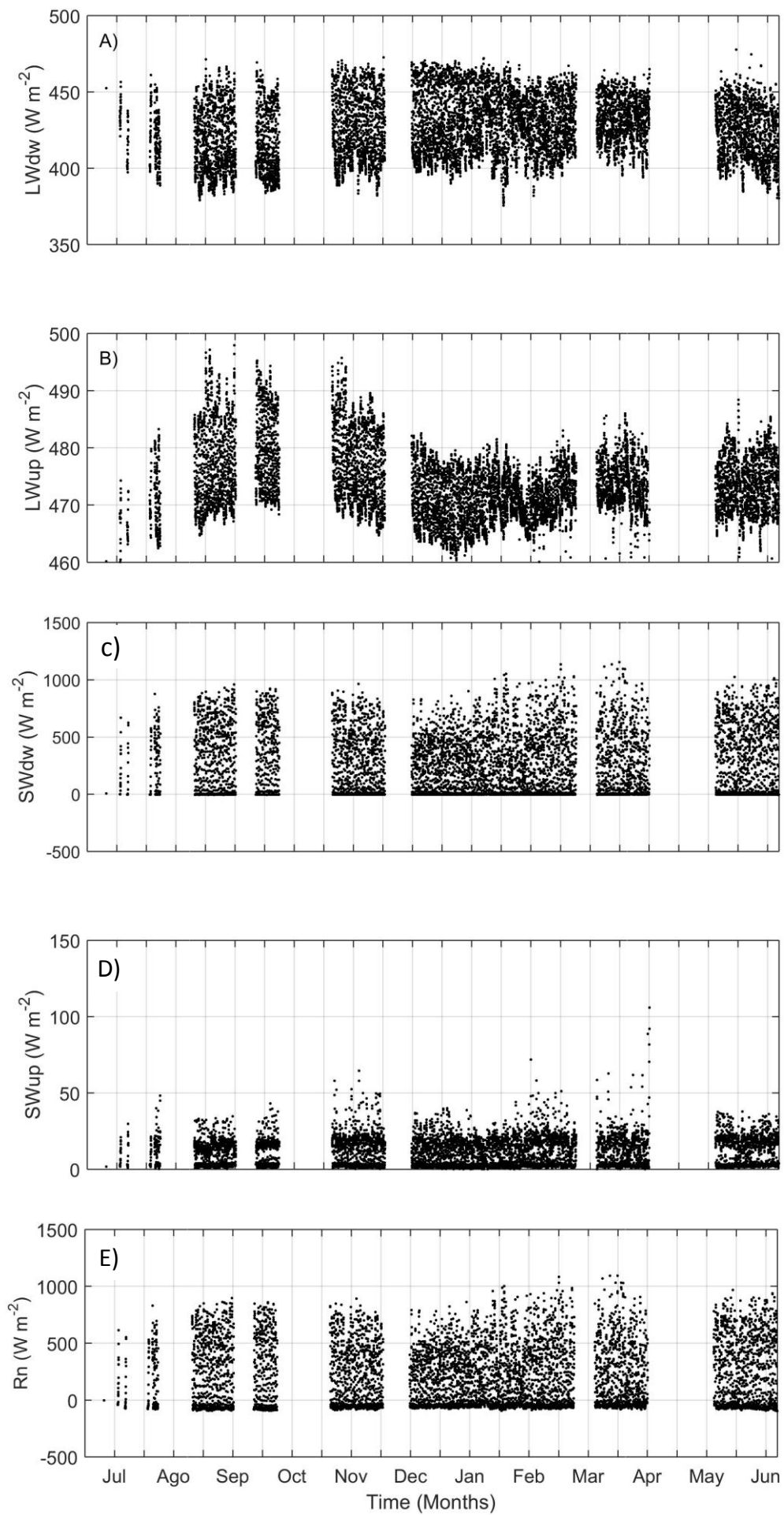
**Figure 11.** Wind profile to levels of 1.30, 1.75, 2.35, 4.00 and 4.30 m over the surface of water.

Differences in wind velocities below  $1 \text{ m s}^{-1}$  have been shown to have little effect on gas exchange across the air-water interface (Sebacher et al. 1983). When wind speeds are low, the relative contribution of wind to the overall turbulence in surface waters diminishes, and other factors, such as convective cooling (Crill et al. 1988) are thought to become increasingly important. Crusius and Wanninkhof (2003) investigated the relationship between gas transfer velocity and wind speed at low wind speeds by quantifying the rate of evasion of the deliberate tracer,  $\text{SF}_6$ , from a small oligotrophic lake. They concluded that no strong dependence of gas transfer velocity on wind speed was apparent for low wind speeds ( $u_{10} < 3.7 \text{ m s}^{-1}$ ). The variability of the observed transfer velocities in this range is assumed to be a function of the stronger dependence of gas transfer on winds for the (short) periods of higher winds contributing to the average over the intervals.

### 3.3 Radiation and energy balance

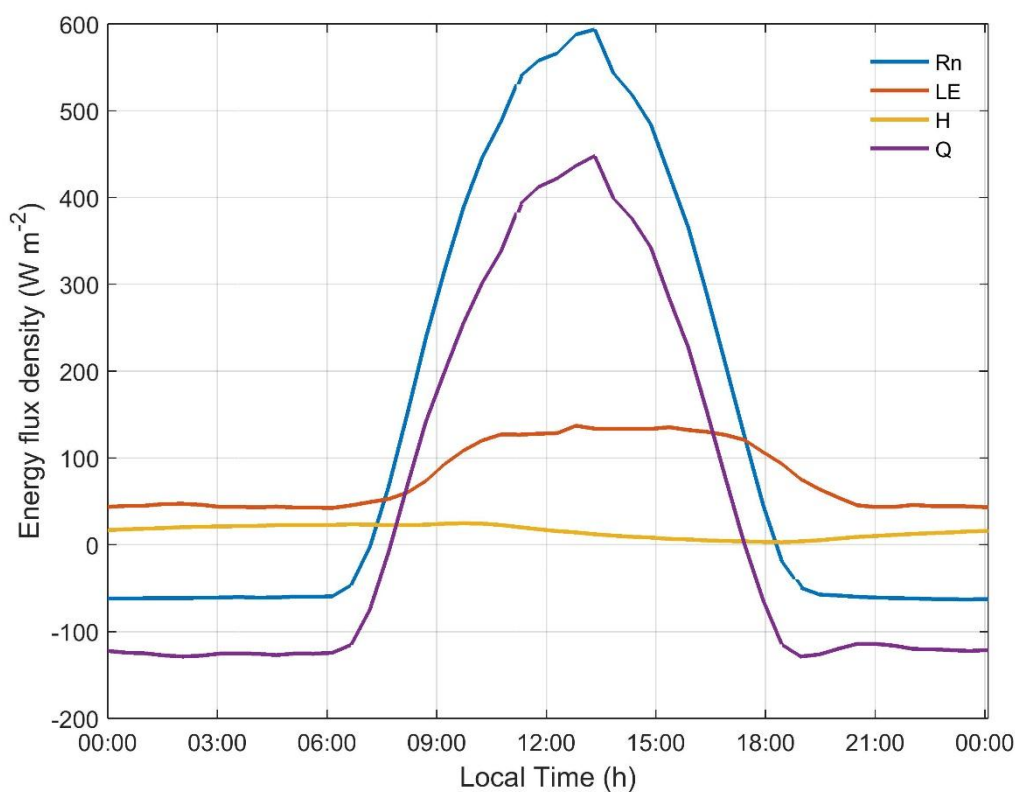
The surface of water is an excellent absorber of long-wave radiation with no significant reflection or transmission, and reflected short-wave radiation is relatively minimal due to the very low albedo of water. The half-hourly time series data of net radiation ( $R_n$ ) and radiative components ( $SW_u$ ,  $SW_d$ ,  $LW_u$  and  $LW_d$ ) are shown in Figure 12. The  $R_n$ ,  $SW$  and  $LW$  components presented clear seasonal variations over the course of the year.  $R_n$  ranged from  $-96$  to  $1000 \text{ W m}^{-2}$  with a maximum in the periods August - September and March - April. The months of August and September are characterized, according to the climatology of the region, by high temperatures, few clouds and no rain, in other words, more radiation reaching the surface of the lake. These months also represent the maximum ( $498 \text{ W m}^{-2}$ ) and minimum ( $460 \text{ W m}^{-2}$ ) for  $LW_u$  at the beginning of the rainy season in January and February.

A study of methane in Lake Calado, Central Amazonia by Crill et al. (1988), revealed that on days with moderate insolation ( $180 \text{ W m}^{-2}$ ) and low wind speeds ( $1 \text{ m s}^{-1}$ ), the heat flux is into the lake and methane flux is reduced during the day. On days with a similar insolation rate and moderate wind speeds ( $3 \text{ m s}^{-1}$ ), heat flux can be out of the lake during some of the daylight hours and methane fluxes can increase nearly 20-fold.



**Figure 12.** Radiation balance at Curuá-Una: downwelling long wave (a), upwelling long wave (b), downwelling short wave (c), upwelling short wave (d) and net radiation (e).

Daily means of components of the surface energy balance  $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$  e  $\Delta Q$  ( $\Delta Q = R_n - H - LE$ ) are shown in Figure 13.  $R_n$  exhibited clear diurnal cycles with positive values in the daytime and negative ones at night. Over one year,  $R_n$  ranged daily from about  $-63 \text{ W m}^{-2}$  to about  $593 \text{ W m}^{-2}$ . The surface energy balance was characterized by  $R_n$  and  $\Delta Q$  becoming positive shortly after sunrise at 07:00 h and rising steadily throughout the day and becoming negative after 18:00 h.  $\Delta Q$  accounted for up to 75% of  $R_n$  throughout the day and ranged from  $-129 \text{ W m}^{-2}$  to  $448 \text{ W m}^{-2}$ . As a result, water temperature over the lake increased during the morning reaching a maximum temperature of  $33^\circ\text{C}$  at the surface 13:00 h. This highlights the ability of cloud free conditions and high solar radiation, in conjunction with low water levels, to cause high water temperatures on the lake, with the majority of  $R_n$ , which was dominated by positive net shortwave radiation (SW), partitioned into heating of the water overlying the lake.





**Figure 13.** Components of the surface energy balance: net radiation (blue), latent heat fluxes (red), sensible heat fluxes (yellow) and lake heat storage change (lilac).

H and LE also had clear intraseasonal variations in response to short-term variations in meteorological forcings (e.g., temperature, humidity, wind speeds, etc.) (Figures 4 and 5). H was always positive and changed little over the study period, ranging from  $2.8 \text{ W m}^{-2}$  to a maximum of  $24 \text{ W m}^{-2}$  recorded at 10:30 h. LE ranged in its daily means from about  $42 \text{ W m}^{-2}$  to  $137 \text{ W m}^{-2}$  recorded at 06:00 h and 15:00 h, respectively. LE also presented only positive values over the study period. Positive values of H and LE indicate that evaporation occurred throughout the year. Apparently, LE was larger than H, with the largest difference between LE and H occurring from 16:00 h to 17:00 h. The low Bowen ratios (0.03 – 0.53) indicate that most of the energy released from the water fueled evaporation more than sensible heating of the atmosphere.

Liu et al. (2009) found similar diurnal and seasonal variations of Rn, H, LE and Bowen ratio measures in a reservoir in Mississippi during the cool season using eddy covariance. According to the authors, changes in frequency, intensity, and duration of synoptic weather events, particularly the incursions of cold fronts, have significant impacts on both diurnal and seasonal scales in the surface energy budget and evaporation over water at this site (Liu et al. 2009; 2012, Zhang and Liu, 2013). In another study from the same site, Liu et al. (2016) show that CO<sub>2</sub> emissions rates from global inland waters based on indirect methods are likely be underestimated, because CO<sub>2</sub> effluxes at night are related to synoptic weather events, and are greater than those during the day.

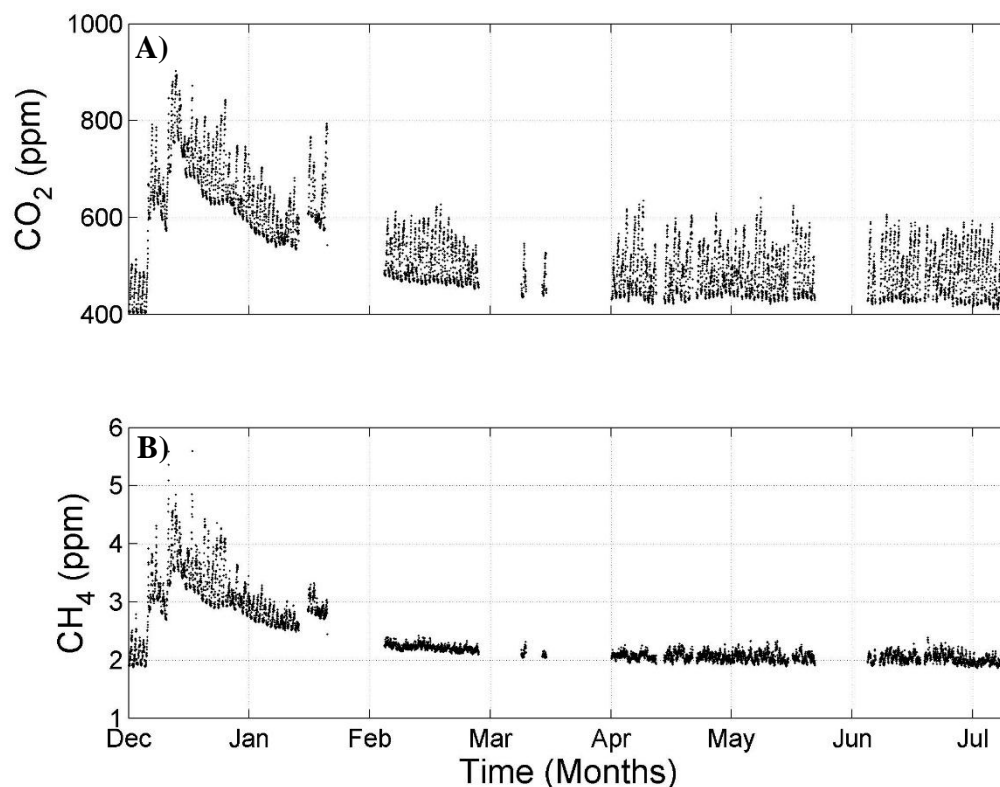
$\Delta Q$  (lake heat storage change) be taken as an indicator of the energy stored in the water (Blanken et al. 2000). Our data ( $\Delta Q$ ) indicate that from 08:00 to 17:00 h the energy was stored in the water even though sensible and latent heat loss was substantial. From 17:00 to 08:00 h, however, the energy was released from the water as a result of the direct effects of decreased net radiation absorbed by the water body and continuous sensible and latent heat cooling, leading to a decrease in water temperatures. Our data indicate that the atmospheric surface layer was unstable throughout time (Figure 6B), promoting turbulent exchanges of H and LE. The release of heat from the lake storage fuels the nighttime turbulent fluxes at times

when  $R_n$  is negative, evident from the significant nocturnal LE and H in Figure 13 (Liu et al. 2009; Nordbo et al. 2011).

Nighttime evaporation is a key component of lake evaporation estimates and is of particular interest in terms of assessments of the hydrological budget over lakes (Liu et al. 2009). Our data indicate that during the daytime evaporative water loss was twice that of nighttime. In the study by Liu et al. (2009), nighttime evaporative water losses contributed to 45% of the total evaporative water loss for the entire cool season. The El Niño of 2015-2016 may have contributed to an increase in evaporation rates of Curuá-Una, and a similar phenomenon was found by Blanken et al. (2000) during the 1997-1998 El-Niño, resulting in an estimated increase of 100 mm of the total evaporative loss compared to 1997.

### 3.4 CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> atmospheric concentrations

Air concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> were sampled downstream from the dam from December 2015 to July 2016, at a height of approximately 4 meters above the water surface. The concentration of CO<sub>2</sub> (CH<sub>4</sub>) had maximum value of 902 ppm (5.6 ppm) and a minimum of 402 ppm (1.8 ppm) (Figure 14). Both the maximum and minimum concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>, occurred during the month of December. In Figure 14, during the month of December, there were three peaks in the concentration of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>. These peaks occurred due to plant operation procedures to maintain power generation with very low water levels (Figure 10). During this period, the generators were reduced gradually to the minimum level at which the plant was operating with only one generator and with reduced powerhouse capacity.



**Figure 14.** Air concentrations of CO<sub>2</sub> (A) and CH<sub>4</sub> (B) downstream from the dam.

According to NOAA (2016), the concentration of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in the atmosphere in August 2016 was 402.25 and 1.8 ppm, respectively. Except for the months of December, January and February, the average concentration of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> was 420 and 2.1 ppm, showing only a daily variability in the concentration of these gases. Water concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> are highest during the dry period, when residence time of water is longer (Abril et al. 2005) which leads to higher efflux of gases and consequently, higher concentration in the atmosphere overlying the surface of water.

According to the International Hydropower Association (2010), downstream emissions are those observed after the water passes the various reservoir outlets (turbines, spillways, low-level outlets, etc). They are composed of degassing and diffusive fluxes, and the effects of the reservoir-induced emissions of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> have been identified at 40 km in Petit Saut (Abril et al. 2005) and 30 km in Balbina (Kemenes et al. 2007) in the downstream river. The low water level reduces the hydrostatic pressure as water is released through low-level outlets and facilitates

mixing and transport processes that can lead to the movement of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> to the surface.

Emissions downstream from the Balbina dam (Petit Saut) accounted for 55% (57%) of all methane released in 2005 (ten years) (Abril et al. 2005; Kemenes et al. 2007). In this study it was not possible to calculate the downstream emissions of CH<sub>4</sub> and/or CO<sub>2</sub>. However, comparing the downstream emission rate with the ratio of reservoir area per MW of generating capacity for Balbina (7.1 km<sup>2</sup> MW<sup>-1</sup>) and Petit Saut (2.5 km<sup>2</sup> MW<sup>-1</sup>) with Curuá-Una (3.3 km<sup>2</sup> MW<sup>-1</sup>), and assuming that upstream emissions are proportional to reservoir area and downstream emissions are proportional to turbine discharge or power generating capacity, we estimate that the Curuá-Una reservoir is on the same order of magnitude for CH<sub>4</sub> released as Balbina and Petit Saut.

#### **4. Conclusions**

We measured micrometeorological and environmental variables, along with the components of the radiation balance, superficial energy, mass flux, momentum, energy, and CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> concentrations during one year at the Curuá-Una reservoir in the State of Pará, Brazil. The reservoir is small and there is a strong seasonal influence with winds coming predominantly from the Northeast. This indicates that the lake does not influence the pattern of local wind flow through canalization. The lake did not present stratification up to two meters depth, even during the period of low water. The pCO<sub>2</sub> presented diurnal variation and greater values than when compared to other studies. Sensible and latent heat fluxes presented seasonal variation, and were, on average, positive during the entire study period, and were in agreement with other studies. This indicates that the reservoir acts as a heat sink during the rainy season and as a heat source during the dry season. Average wind velocity was relatively low (about 1 m s<sup>-1</sup>). Values for CO<sub>2</sub> flux were strongly non-stationary and without intra-season variation, with predominately negative values varying between -0.01 à 0.01 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Downstream concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> are directly influenced by the water level and the generation of energy by the hydroelectric dam. These data for mass flux, momentum, and energy measured using eddy covariance now represent the largest data set available for a tropical reservoir. This long series of data collection will allow us to better understand the dynamics of emissions and gas transfer of Amazonian tropical lakes. The idea is to expand this

study building other measurement platforms, and use them in other Amazonian aquatic environments, such as floodplain lakes. The data acquired with this MFP can also assist in the discussions of the impacts of the construction of new hydroelectric plants in the Amazon region.

#### Acknowledgements

The authors thank the funding institutions FAPEAM, CAPES, the logistical support of UFOPA, ELETRONORTE, and the technical work of Souza, S. and Picanço, A.

#### References

- Abril, G., Guérin, F., Richard, S., Delmas, R., Galy-Lacaux, C., Tremblay, A., Varfalvy, L., Gosse, P., dos Santos, M.A., Matvienko, B., 2005: CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> emissions and carbon imbalance in a 10 years old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana). *Glob. Biogeochem. Cycles*, **19**, doi:10.1029/2005GB002457.
- Anderson, D. E. and Coauthors, 1999: Estimating lake-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange. *Limnol. Oceanogr.*, **44**, 988-1001.
- Barros, N, and Coauthors, 2011: Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude, *Nature Geoscience*, **4**, 593-596.
- Blanken, P. D., W. R. Rouse, A. D. Culf, C. Spence, L. D. Boudreau, J. N. Jasper, B. Kochtubajda, W. M. Schertzer, P. Marsh, and D. Verseghy. 2000: Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada, *Water Resour. Res.*, **36**, 1069–1077, doi:10.1029/1999WR900338.
- Cole, J. J., Caraco, N. F., Kling, G. W. & Kratz, T. K., 1994: Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes, *Science*, **265**, 1568-1570.
- Cole, J. J. and N. F. Caraco, 1998: Atmospheric Exchange of Carbon Dioxide in a Low-Wind Oligotrophic Lake Measured by the Addition of SF<sub>6</sub>. *Limnol. Oceanogr.*, **43**, 647–656.
- Cole, J. J. and Coauthors, 2007: Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems*, **10**, 172-185.
- Crill, P. M. and Coauthors, 1988: Tropospheric methane from an Amazonian floodplain lake. *J. Geophys. Res.*, **93**, 1564-1570.
- Crusius, J. and R. Wanninkhof, 2003: Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake. *Limnol. Oceanogr.*, **48**, 1010–1017.

- Duchemin, E., Lucotte, M., Canuel, R., Queiroz, A.G, Almeida, D.C, Pereira, H.C. and Dezincourt, J., 2000: 'Comparison of greenhouse gas emissions from an old tropical reservoir with those of other reservoirs worldwide', *Verhandlungen International Vereinigung für Limnologie*, **27**, 1391-1395.
- Eugster, W. and Coauthors, 2003: CO<sub>2</sub> exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: Importance of convective mixing. *J. Geophys. Res.*, **108**, D12.
- Esteves, F.A. 1998. Fundamentos de limnologia. 2º Ed. Editora Interciência Ltda, Rio de Janeiro, 601p.
- Fairall, C. W. and S. E. Larsen, 1986: Inertial-dissipation methods and turbulent fluxes at the air-ocean interface. *Boundary-Layer Meteorology*. **34**, 287-301.
- Fairall, C. W. and Coauthors, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *J. Geophys. Res.*, 101, C2, 3747-3764.
- Fearnside, P. M., 2005: Do hydroelectric dams mitigate global warming? The case of Brazil's Curuá-Una Dam. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*. **10**(4): 675-691.
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., e Cleugh, H. A., 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, **107**, 1-48.
- Galy-Lacaux, C., R. Delmas, G. Kouadio, S. Richard, and P. Gosse, 1999: Long-term greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. *Global Biogeochemical Cycles*, **13**, 503-517.
- Garrat, J. R., 1972: Studies of turbulence in the surface layer over water (Lough Neagh). Part II. Production and dissipation of velocity and temperature fluctuations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **98**, 642-657.
- Guérin, F. and Coauthors, 2007: Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *J. Mar. Sys.*, 66, 161-172.
- Ho, D. T., Bliven, L. F., Wanninkhof, R., Schlosser, P., 1997: The effect of rain on air-water gas exchange. *Tellus*, B **49**:149-58.
- Ho, D. T., Asher, W. E., Bliven, L. F., Schlosser, P., Gordan, E. L., 2000: On mechanisms of rain-induced air-water gas exchange. *J. Geophys. Res.* **105**:24045-57.

- Ho, D. T., Zappa, C. J., McGillis, W. R., Bliven, L. F., Ward, B., et al: 2004: Influence of rain on air-sea gas exchange: lessons from a model ocean. *J. Geophys. Res.* **109**:C08S18.
- Huotari, J., and Coauthors, 2011: Long-term direct CO<sub>2</sub> flux measurements over a boreal lake: Five years of eddy covariance data. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, 18.
- International Hydropower Association. 2010: GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoirs: Derived from: the *UNESCO/IHA Greenhouse Gas Emissions from Freshwater Reservoirs Research Project*. J. A. Goldenfum (Ed.). International Hydropower Association (IHA).
- Jonsson, A., J. Åberg, A. Lindroth, and M. Jansson, 2007: Gas transfer rate and CO<sub>2</sub> flux between an unproductive lake and the atmosphere in northern Sweden. *J. Geophys. Res.* **113**, G4.
- Junk, W. J., B. A. Robertson, A. J. Darwich & I. Vieira, 1981: Investigações limnológicas e ictológicas em Curua-Una, a primeira represa hidrelétrica na Amazonia Central (Brasil). *Acta Amazonica*, **11**, 689-716.
- Kemenes, A., B. R. Forsberg, and J. M. Melack. 2007: Methane release below a tropical hydroelectric dam, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L12809, doi:10.1029/2007GL029479.
- Kosten, S., and Coauthors, 2010: Climate-dependent CO<sub>2</sub> emissions from lakes, *Global Biogeochemical Cycles*, **24**, doi: [http://dx. doi. org/10.1029](http://dx.doi.org/10.1029).
- Lewis, W.M. Jr. 1983. A revised classification of lakes based on mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. **40**:1779-1787.
- Liu, H., Zhang, Y., Liu, S., Jiang, H., Sheng, L., & Williams, Q. L.: 2009. Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **114**(4), 1–13. <http://doi.org/10.1029/2008JD010891>.
- Liu, H., Blanken, P. D., Weidinger, T., Nordbo, A., & Vesala, T.: 2011. Variability in cold front activities modulating cool-season evaporation from a southern inland water in the USA. *Environmental Research Letters*, **6**, 24022. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/6/2/024022>.
- Li, M. and Coauthors, 2015: A 3-year dataset of sensible and latent heat fluxes from the Tibetan Plateau, derived using eddy covariance measurements. *Theor. Appl. Climatol.*, **122**, 457-469.
- Liu, H., Zhang, Q., Katul, G. G., Cole, J. J., Chapin, F. S., & MacIntyre, S.: 2016. Large CO<sub>2</sub> effluxes at night and during synoptic weather events significantly contribute to CO<sub>2</sub>

- emissions from a reservoir. *Environmental Research Letters*, **11**(6), 64001.  
<http://doi.org/10.1088/1748-9326/11/6/064001>
- Lloyd, C. R., Shuttleworth, W. J., Gash, J. H. C., and Turner, M.: 1984. A Microprocessor System for Eddy-Correlation. *Agric. For. Meteorol.* **33**, 67–80.
- MacIntyre, S. & Melack, J. 1984. Vertical mixing in Amazon floodplain lakes. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 22:1283-1287.
- MacKellar, M. C., & McGowan, H. A., 2010. Air-sea energy exchanges measured by eddy covariance during a localised coral bleaching event, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia. *Geophys. Res. Lett.*, **37**(24).
- McGillis, W. R. and Coauthors, 2004: Air-sea CO<sub>2</sub> exchange in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **109**, C8.
- McGowan, H. A., Sturman, A. P., MacKellar, M. C., Wiebe, A. H., & Neil, D. T., 2010. Measurements of the local energy balance over a coral reef flat, Heron Island, southern Great Barrier Reef, Australia. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, **115**(D19).
- Morison, J. I. L. and Coauthors, 2000: Very high productivity of the C<sub>4</sub> aquatic grass *Echinochloa polystachya* in the Amazon floodplain confirmed by net ecosystem CO<sub>2</sub> flux measurements. *Oecologia*, **125**, 400-411.
- NOAA. 2016: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>. Acesso em setembro de 2016.
- Nordbo, A., Launiainen, S., Mammarella, I., Leppäranta, M., Huotari, J., Ojala, A., & Vesala, T., 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, **116**(D2).
- Phillips, O. L., and Coauthors, 1998: Changes in the Carbon Balance of Tropical Forests: Evidence from Long-Term Plots, *Science.*, **282**, 439-442.
- Podgrajsek, E., E. Sahlée, and A. Rutgersson, 2014a: Diurnal cycle of lake methane flux. *J. Geophys. Res.*, **119**, 236-248.
- Podgrajsek, E., E. Sahlée and A. Rutgersson, 2014b: Comparison of floating chamber and eddy covariance measurements of lake greenhouse gas fluxes. *Biogeosciences*, **11**, 4225-4233.
- Polsenaere, P. and Coauthors, 2013: Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1734-1740.
- Richey, J. E., and Coauthors, 2002: Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>, *Nature.*, 416, 617-620.



- Sebacher, D. I., Harriss, R. C. and Bartlett, K. B.: 1983. Methane flux across the air-water interface: Air velocity effects, *Tellus*, **35B**, 103-109.
- St. Louis, V. L., and Coauthors, 2000: Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate, *Biosci.*, **50**, 766-775.
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer, 666 pp.
- Vesala, T. and Coauthors, 2006: Eddy covariance measurements of carbon exchange and latent and sensible heat fluxes over a boreal lake for a full open-water period. *J. Geophys. Res.*, **111**, D11.
- Vesala, T., Eugster, W., & Ojala, A. 2012. Eddy covariance measurements over lakes. In *Eddy Covariance* (pp. 365-376). Springer Netherlands.
- Tundisi, J.; Forsberg, B.; Devol, A.; Zaret, T.; Matsumura-Tundisi, T.; Santos, A.; Ribeiro, J. & Hardy, E., 1984. Mixing patterns in Amazon lakes. *Hydrobiologia* 108:3-15.
- Tundisi, J. G., & Tundisi, T. M., 2016. *Limnologia. Oficina de textos*.
- Webb, E. K., G. I. Pearman, & R. Leuning, 1980: Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 85-100.

## SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo foi realizado no âmbito do programa Ciências Sem Fronteiras em parceria com a Universidade do Estado do Amazonas (UEA), Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA) e Universidade do Estado de Nova York (SUNY). Com o objetivo de avaliar e medir diretamente a troca de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> de lagos tropicais e reservatórios e tentar desenvolver relações entre a troca gasosa e o bulk de parâmetros do ar e da água. Nesse primeiro momento, foram realizadas medidas nas usina hidrelétricas de Balbina (AM) e Curuá-Una (PA). Para medidas do fluxo de CO<sub>2</sub>, utilizou-se o método da câmara flutuante em Balbina e das covariâncias em Curuá-Una com apoio de variáveis meteorológicas e ambientais.

Para o reservatório de Balbina, as medidas revelam baixas emissões de CO<sub>2</sub> quando comparadas com um estudo realizado anteriormente no mesmo reservatório usando a mesma técnica de câmara flutuante. As emissões não apresentaram relações estatisticamente significantes quando associadas a variáveis meteorológicas. No entanto, devido à dimensão do lago, foi identificado a presença de circulações locais do tipo brisas, revelando que estas contribuem para o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> noturno sobre o lago.

Em Curuá-Una, as medições dos fluxos turbulentos foram realizadas com uma plataforma micrometeorológica autônoma, que gerou a primeira série longa de dados sobre lagos tropicais usando-se o método das covariâncias. Outra inovação, foi o uso de um sensor de pCO<sub>2</sub> que realizou medidas diretas próxima à superfície do lago e um sistema para datalogger de baixo custo. Os fluxos de calor sensível e latente foram, em média, positivos; apresentaram variabilidade diária e sazonal, indicando que durante o período da estação chuvosa o reservatório funciona como sumidouro de calor e na estação seca, como fonte de calor. A velocidade média do vento ao longo do período amostrado foi relativamente baixa, 1 m s<sup>-1</sup>.

O fluxo de CO<sub>2</sub> variou de -0,01 a 0,01 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, valores os quais concordam com os de outros estudos realizados em lagos utilizando a mesma técnica. No entanto, o fluxo foi em média negativo e não apresentou uma variação sazonal. Os valores de pCO<sub>2</sub> apresentaram variabilidade diária e valores elevados quando comparados com os de outros estudos. Possivelmente, a biocontaminação na membrana do sensor de medição

utilizado foi responsável pelos altos valores de  $p\text{CO}_2$  registrados. Devido a pouca confiabilidade dos valores de  $p\text{CO}_2$  não foi possível calcular a velocidade de transferência (k) para Curuá-Una.

As concentrações de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  realizadas à jusante da usina, apresentaram picos de emissão relacionados ao nível do reservatório e à operação dos geradores. Os anos de 2015 e 2016 foram caracterizados por apresentar o El-Niño mais forte da história. Como este estudo revelou, a bacia do Rio Curuá-Una sofre os impactos causados por eventos dessa magnitude. E esses impactos foram percebidos diretamente nas concentrações à jusante de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ .

Este estudo revelou que reservatórios amazônicos apresentam distintas variações diárias e sazonais dos fluxos de massa, momentum e energia como efeito de variáveis meteorológicas e ambientais e circulações de pequena e grande escala. Este estudo gerou um série longa de dados obtidos por covariâncias e analisou os processos físicos que controlam as emissões de GEE sobre reservatórios. Os resultados gerados por este estudo são agora, os mais longos disponíveis e permitirão compreender melhor o balanço hídrico e o gerenciamento de energia na região, os efeitos de eventos de pequena e grande escala sobre as emissões de GEE e os processos físicos que atuam diretamente na troca gasosa na interface água-ar.

Os resultados gerados continuam sendo analisados e a metodologia aperfeiçoada com a experiência obtida em campo. A plataforma micrometeorológica continua em funcionamento em Curuá-Una, integrando novas medidas como câmara flutuante e equilibrador. Além da integração dos métodos de turbulento (eddy covariance) e difusivo (câmara flutuante), recomenda-se que sejam realizadas medidas de pH e perfil de  $p\text{CO}_2$  dentro da coluna d'água. Essas medidas adicionais permitiram comparar e relacionar os fluxos com essas medidas limnológicas e também estimar os fluxos de  $\text{CO}_2$  e a velocidade de transferência. O próximo passo será realizar as medições com a plataforma micrometeorológica em lagos de várzea da região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abril, G., Guérin, F., Richard, S., Delmas, R., Galy-Lacaux, C., Gosse, P., Tremblay, A., Varfalvy, L., dos Santos, M. A. and Matvienko, B., 2005. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10 year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *Glob. Biogeochemical Cycles*, **19** 1–16.
- Anthony, K. W., & MacIntyre, S. 2016. Biogeochemistry: Nocturnal escape route for marsh gas. *Nature*, **535**, 363-365.
- Barros N, Cole J. J., Tranvik L. J, Prairie, Y. T., Bastviken, D., Huszar, V. L. M., del Giorgio, P. and Roland, F., 2011. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nat. Geosci.* **4**: 593–6.
- Casper, P., Maberly, S. C., Hall, G. H. and Finlay, P. J., 2000. Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere. *Biogeochemistry* **49**: 1-19.
- Cole, J. J., Caraco, N. F., Kling, G. W. and Kratz, T. K., 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, **265**: 1568–1570.
- Cole, J. J., and Caraco, N. F., 1998. Atmospheric Exchange of Carbon Dioxide in a Low-Wind Oligotrophic Lake Measured by the Addition of SF<sub>6</sub>. *Limnology and Oceanography*, **43**: 647–656.
- Cole, J. J. et al. 2007. Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems*, **10**: 172–185.
- Duchemin, E., Lucotte, M., Camuel, R. and Chamberland, A., 1995. Production of the greenhouse gases CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> by hydroelectric reservoirs in the boreal region, *Global Biogeochem. Cycles*, **9**: 529-540.
- Eugster, W. and Siegrist, F. 2000. The influence of nocturnal CO<sub>2</sub> advection on CO<sub>2</sub> flux measurements. *Basic and Applied. Ecology*, **1**: 177–188.
- Faria, F. A., M, Jaramillo, P., Sawakuchi, H. O., Richey, J. E. and Barros, N., 2015 Estimating greenhouse gas emissions from future Amazonian hydroelectric reservoirs *Environ. Res.Lett.*, **10**: 124019.
- Fearnside, P. M. 2016. Greenhouse gas emissions from Brazil's Amazonian hydroelectric dams. *Environm. Res. Lett.* **11**: 011002.
- Frankignoulle, M., 1988. Field measurements of air-sea CO<sub>2</sub> exchange. *Limnol. Oceanogr.*, **33**: 313-322.
- Global Carbon Project, 2010. Ten years of advancing knowledge on the global carbon cycle and its management. *GCP Report*, **7**: 14 pp.
- Guérin, F. Abril, G., Richard, S., Burban, B., Reynouard, C., Seyler, P. and Delmas, R., 2006. Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: Significance of downstream rivers. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L21407.

- Huttunen, J.T., Väisänen, T. S., Heikkikinen, M., Hellsten, S., Nykänen, H., Nenonen, O. and Martikainen, P. J., 2002. Fluxes of CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, and N<sub>2</sub>O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland. *Global Biogeochem. Cycle*. **16**: 1–17.
- Jonsson, A., Karlsson, J., and Jansson, M., 2003. Sources of carbon dioxide supersaturation in clearwater and humic lakes in northern Sweden. *Ecosystems*, **6**: 224–235.
- Kemenes, A., Forsberg, B. R. & Melack, J. M., 2007. Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophys. Res. Lett.* **34**, L12809.
- Kemenes, A., Forsberg, B. R. and Melack, J. M., 2011. CO<sub>2</sub> emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). *J. Geophys. Res.* **116**: G03004.
- Kling, G. W., Kipphut, G. W., and Miller, M. C., 1991. Arctic Lakes and Streams as Gas Conduits to the Atmosphere: Implications for Tundra Carbon Budgets. *Science*, **251**: 298 –301.
- Kraus, E. B. & Businger, J. A., 1994. Atmosphere-Ocean Interaction. New York: *Oxford*.
- Liu, H., Zhang, Q., Katul, G. G., Cole, J. J., Chapin III, F. S. and MacIntyre, S. 2016. Large CO<sub>2</sub> effluxes at night and during synoptic weather events significantly contribute to CO<sub>2</sub> emissions from a reservoir. *Environ. Res. Lett.*, **11**:1-9.
- MacIntyre, S.; Eugster, W.; Kling, G. W. 2001. The critical importance of buoyancy flux for gas flux across the air-water interface. *In*: Donelan, M. A.; Drennan, W. M.; Saltzman, E. S.; Wanninkhof, R. *Gas transfer at water surfaces*. Washington, D.C.: American Geophysical Union. p. 135-139.
- McGillis, W. R., Edson, J. B., Hare, J. E. e Fairall, C. W., 2001. Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *J. Geophys. Res.*, **106**: 729-745.
- Ministério de Minas e Energia. 2013. *Plano Decenal de Expansão de Energia 2022*. pp 1–410.
- Myhre, G. et al. 2013. Anthropogenic and natural radiative forcing. climate change 2013: the physical science basis ed T F Stocker *et al Contribution of Working Group 1st to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge: Cambridge University Press) pp 661–740.
- Phillips, O. L. et al. 1998. Changes in the Carbon Balance of Tropical Forests: Evidence from Long-Term Plots. *Science*, **282**: 439 – 442.
- Polsenaere, P. et al. 2013. Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **40**: 1-7.
- Poindexter, C. M., Baldochi, D. D., Mathes, J. H., Knox, S. H. and Variano, E. A., 2016. The contribution of an overlooked transport process to a wetland's methane emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **43**: 6276-6284.

- Raymond, P. A. et al. 2010. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*, **503**: 355-359.
- Rosa L. P., dos Santos, M. A., Matvienko, B., Sikar, E., Lourenço, R. S. M. and Menezes, C. F., 2003. Biogenic gas production from major Amazon reservoirs, Brazil. *Hydrol. Process.* **17**: 1443-1450.
- Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M. and Hess, L. L., 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science*, **416**: 617 – 620.
- Santos, M. A., Rosa, L. P., Sikar, B., Sikar, E. and dos Santos, E. D., 2006. Gross greenhouse gas emissions from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. *Energy Policy*, **34**: 481-488.
- Soumis, N., Duchemin, E., Canuel, R. and Lucotte, M., 2004. Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**: doi:10.1029/2003GB002197.
- St. Louis, V. L., Kelly, C. A., Duchemin, É., Rudd, J. W. M. and Rosenberg, D. M., 2000. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate. *BioScience*, **50**: 766–775.
- Sun, J., Desjardins, R., Mahrt, L. and MacPherson, I., 1998: Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations. *J. Geophys. Res.*, **103**: 25873–25885.
- Tóta, J., Fitzjarrald, D., R. and Silva Dias, M., A., F., 2012. Amazon rainforest Exchange of carbono and subcanopy air flow: Manaus LBA site – A complex terrain condition. *The Scientific World Journal*, **2012**: 1-19.
- Therrien, J., Tremblay, A. and Jacques, R., 2005. CO<sub>2</sub> emissions from semi-arid reservoirs and natural aquatic ecosystems. Pages 233-250. *In* Tremblay, A., L. Varfalvy, C. Roehm and M. Garneau (eds.). *Greenhouse Gas Emissions: Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments. Environmental Science Series*, Springer, New York.
- Tremblay, L. V., Roehm, C. and Garneau, M. (eds.) 2005. *Greenhouse Gas Emissions: Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments. Environmental Science Series*, Springer, New York, 732 pages.
- Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, **97**: 7373-7382.
- Zemmelink, H. J.; Gieskes, W. W. C.; Klaassen, W.; Beukema, W.J.; de Groot, H. W.; de Baar, H. J. W.; Hintsa, E. J.; McGillis, W. R.; Dacey, J. W. H., 2004. Relaxed eddy accumulation measurements of the sea-to-air transfer of dimethyl sulfide over the northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, **109**: C01025.