O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono

MARIA DE FÁTIMA FERNANDES LAMY RASERA

Dissertação apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Química na Agricultura e no Ambiente.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Julho - 2005

O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono

MARIA DE FÁTIMA FERNANDES LAMY RASERA
Bioquímica

Orientador: Prof. Dr. ALEX VLADIMIR KRUSCHE

Dissertação apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Química na Agricultura e no Ambiente.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo - Brasil
Julho - 2005

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Rasera, Maria de Fátima Fernandes Lamy

O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da
bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono / Maria de
Fátima Fernandes Lamy Rasera. - - Piracicaba, 2005.

69 p. : il.

Dissertação (mestrado) - - Centro de Energia Nuclear na
Agricultura, 2005.

1. Bacia hidrográfica 2. Ciclo do carbono 3. Dióxido de
carbono 4. Fluxo de gases I. Título

CDU 550.47

*A meus pais Luis e Leonilda pela
educação, sabedoria, dedicação e
incentivos*

Dedico

*A meu esposo José Ernesto e meus filhos
Bruno e Mariana, pela compreensão e força
sem as quais este trabalho não seria possível*

Ofereço

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Alex Vladimir Krusche pela orientação e revisões deste trabalho;

A Profa. Dra. Maria Victoria Ballester pelas sugestões e orientações no desenvolvimento da metodologia do cálculo de área;

A Dra. Simone Alin pela colaboração e fornecimento de dados que em muito enriqueceram este trabalho;

Ao Programa de Pós-Graduação do Centro de Energia Nuclear na Agricultura – CENA pela formação científica e educacional;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa de estudo;

Ao Projeto LBA, pela oportunidade de aprendizagem e apoio financeiro;

A Cleber Salimon, pela amizade, orientação e os comentários sempre muito construtivos;

A Letícia Ayres Montebelo pela inestimável ajuda e colaboração com o ARC-GIS;

A Catia, Vânia, Sérgio, Michelle, Xanda, José Mauro, Daniel, Adriana, Santiago, Cristiane, André, Gustavo, Fabiana, Nei, Marquinhos, Edgar, Edmar pelo companheirismo e ajuda de todos os dias;

SUMÁRIO

Página

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	xi
RESUMO	xii
SUMMARY	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1 O papel dos rios no balanço de CO ₂	3
2.2 Carbono inorgânico e CO ₂ dissolvidos nos rios	5
2.3 Conceitos e questões sobre fluxo de CO ₂	7
3 MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1 Caracterização da área de estudo	12
3.2 Localização dos pontos amostrados e periodicidade das coletas	17
3.3 Método de amostragem	19
3.4 Métodos analíticos	20
3.4.1 Carbono Inorgânico Dissolvido	20
3.4.2 Determinação da fração pCO ₂ a partir do CID	20
3.4.3 Determinação do fluxo evasivo de CO ₂	21
3.4.4 Estimativa da área superficial dos rios	22
3.5 Análise estatística	24
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	26
4.1 Variabilidade espacial e temporal do Carbono Inorgânico Dissolvido (CID)	26
4.2 Variabilidade espacial e temporal do pH e da pCO ₂	28

4.3 Fluxo evasivo de CO ₂	39
4.4 Estimativa da área superficial dos rios.....	44
4.4.1 Regressões entre área de drenagem, vazão e largura das estações da ANA	45
4.4.2 Divisão da bacia de drenagem do rio Ji-Paraná	48
4.5 Extrapolação dos dados de concentração de CO ₂ para todos os rios	51
4.6 Balanço anual dos fluxos de carbono.....	53
5 CONCLUSÕES	58
ANEXOS	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

LISTA DE FIGURAS

Página

- 1 Distribuição das espécies do sistema de carbonatos aquoso para água doce à 25° C e concentração de 10^{-3} M de CID (adaptado de Stumm e Morgan, 1996) 06
- 2 Esquema da troca gasosa, através da interface ar-água, devido ao gradiente de concentração do gás entre estes meios para: (a) gases levemente solúveis, onde a resistência para a transferência do gás é dada pela camada limite aquosa e; (b) gases solúveis, onde a resistência é dada pela camada limite do ar (Macintyre, 1995)..... 09
- 3 Localização da bacia do rio Ji-Paraná 12
- 4 Mapa de saturação de bases da bacia do rio Ji-Paraná. Fonte: Laboratório de Geoprocessamento do CENA-USP 14
- 5 Mapa de uso e cobertura do solo na bacia do rio Ji-Paraná no ano de 2001 (adaptado de Hanada, 2004)..... 15
- 6 Média das vazões diárias, para o período de 1999 a 2003, em duas estações fluviométricas do rio Ji-Paraná, e em 9 estações em outros rios pertencentes à bacia do Ji-Paraná. Fonte: Agência Nacional de Águas - ANA..... 16
- 7 Localização dos pontos amostrados na bacia do rio Ji-Paraná 18

8	Concentrações de CID nos pontos amostrados nos tributários (a) e nos 6 pontos amostrados no rio Ji-Paraná (b).....	27
9	Concentrações medianas de CID para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente nos rios: (a) Comemoração, (b) Pimenta Bueno, (c) Ji-Paraná e (d) Urupá	29
10	Valores de pH nos pontos amostrados	29
11	Mediana dos valores de pH para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente para os rios: (a) Comemoração, (b) Pimenta Bueno, (c) Urupá, (d) Ji-Paraná e (e) demais pontos de coleta nos períodos de cheia e seca.....	31
12	Caracterização do rio Comemoração quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da $p\text{CO}_2$ e pH	32
13	Caracterização do rio Pimenta Bueno quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da $p\text{CO}_2$ e pH	32
14	Caracterização do rio Urupá quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da $p\text{CO}_2$ e pH	34
15	Caracterização do rio Ji-Paraná quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da $p\text{CO}_2$ e pH	35
16	Médias da $p\text{CO}_2$ para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente para os rios: (a) Comemoração, (b) Pimenta Bueno, (c) Urupá, (d) Ji-Paraná e (e) demais pontos	38

17	Médias dos fluxos, para os valores de k_{600} de 6,2 e 15,4 cm.h^{-1} , para os diferentes períodos hidrológicos, nos pontos amostrados dos rios: (a) Comemoração e Machadinho, (b) Pimenta Bueno, (c) Urupá, (d) Ji-Paraná, (e) Jarú e Rolim e (f) igarapés Anari, Anta Atirada, Bamburro, Riachuelinho, Riozinho e Taquifone	42
18	Regressão entre fluxos medidos com câmara flutuante e fluxos calculados segundo o modelo de camada limite, dados em $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	43
19	Log da largura média do canal (m) como função da área de drenagem das 23 estações fluviométricas da ANA, para os períodos hidrológicos: (a) cheia, (b) vazante, (c) seca e (d) enchente.....	46
20	Largura do canal como função da área de drenagem para bacias com áreas até 298 km^2	47
21	Divisão da rede de drenagem da bacia do rio Ji-Paraná: (a) rios de 3ª a 7ª ordem, (b) bacias dos rios de 3ª ordem, (c) bacias dos rios de 4ª ordem e (d) bacias, e suas sub-divisões, dos rios de 5ª ordem.....	49
22	Divisão da bacia de drenagem do rio Ji-Paraná para: (a) bacias dos rios de 6ª ordem e suas sub-divisões e, (b) bacia do rio de 7ª ordem e suas sub-divisões.....	50
23	Mapa da capacidade de troca efetiva de cátions (CTC) da bacia do Ji-Paraná (descontando a área de drenagem do rio Preto). Fonte: Laboratório de Geoprocessamento do CENA-USP.....	52
24	Área delimitada para efeito de comparação dos fluxos de carbono (área de drenagem da bacia do Ji-Paraná até o ponto JIP-4)	54

- 25 Estimativa da quantidade de C (valores em GgC) exportado pela bacia do rio Ji-Paraná, até o ponto JIP-4, nas formas de CID, COD, CPF, CPG e evasão de CO₂ nos períodos de cheia, vazante, seca e enchente. Os valores de evasão de CO₂ se referem aos cálculos utilizando os coeficientes de troca gasosa de k₆₀₀ de 6,2 cm.h⁻¹ (a) e k₆₀₀ de 15,4 cm.h⁻¹ (b) 55
- 26 Estimativa da quantidade de C exportado pela bacia do rio Ji-Paraná, até o ponto JIP-4, nas formas de CID, COD, CPF, CPG e evasão de CO₂. Os valores de evasão de CO₂ se referem aos cálculos utilizando os coeficientes de troca gasosa de k₆₀₀ de 6,2 cm.h⁻¹ (a) e k₆₀₀ de 15,4 cm.h⁻¹ (b) 56

LISTA DE TABELAS

	Página
1 Identificação dos pontos de coleta e número de amostragens para cada período hidrológico	19
2 Localização das estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas	23
3 Valores de k_{600} , determinados através de câmaras flutuantes, em rios da bacia Amazônica.....	40
4 Valores de k_{600} , determinados por diferentes metodologias, para rios e estuários....	40
5 Área de drenagem, médias de vazões e larguras calculadas para 23 estações fluviométricas da ANA	45
6 Área superficial e comprimento do canal dos rios de 3ª a 7ª ordem da bacia do rio Ji-Paraná, para os diferentes períodos hidrológicos.....	50
7 Equações derivadas das regressões entre concentração de CO_2 (μM) e CTC (cMolc kg^{-1}) dos pontos amostrados	51

O PAPEL DAS EMISSÕES DE CO₂ PARA A ATMOSFERA, EM RIOS DA BACIA DO JI-PARANÁ (RO), NO CICLO REGIONAL DO CARBONO

Autor (a): MARIA DE FÁTIMA F. LAMY RASERA

Orientador: Dr. ALEX VLADIMIR KRUSCHE

RESUMO

O principal papel dos rios no ciclo global biogeoquímico do carbono tem sido considerado como o de exportador fluvial de carbono orgânico total (COT) e carbono inorgânico dissolvido (CID) para os oceanos. Entretanto, estudos recentes mostraram a importância dos fluxos evasivos de CO₂ a partir de rios da Amazônia, sugerindo que uma parte significativa do carbono fixado pela floresta retornaria para a atmosfera por esta via. A troca gasosa entre a atmosfera e as águas supersaturadas dos rios é função do gradiente de concentração do gás através da interface ar-água. A $p\text{CO}_2$ da água é fortemente determinada pela concentração de carbono inorgânico dissolvido e pH, que, por sua vez, são função de processos físicos, químicos e biológicos. O foco principal deste estudo foi estabelecer a importância dos fluxos evasivos de CO₂ nos balanços de C, uma vez que os sistemas aquáticos são uma fonte significativa de C para a atmosfera nos ambientes tropicais úmidos. Ao mesmo tempo, avaliou-se a influência das concentrações de CID e pH na evasão de CO₂. A área de estudo foi a bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. Vários rios desta bacia foram amostrados entre maio/99 e maio/03. Concentrações de CID, temperatura e pH foram utilizadas para calcular a $p\text{CO}_2$ da água, baseado nas equações de equilíbrio termodinâmico. Para estimar o fluxo evasivo de CO₂ utilizou-se o modelo teórico de fluxo difusivo. Os resultados mostraram que rios que drenam áreas de

solos eutróficos apresentam as maiores concentrações de CID e um maior potencial de evasão. Apesar da variabilidade sazonal da $p\text{CO}_2$, as concentrações de CO_2 dissolvido indicam que as trocas de CO_2 com a atmosfera são unilaterais (evasão para a atmosfera) ao longo do ano. Durante o período de cheia, mesmo com concentrações de CID menores, a diminuição do pH observado neste período foi suficiente para promover potenciais de evasão maiores; neste período a evasão é cerca de 4 vezes maior que no período de seca. Baseado no modelo de fluxo difusivo, a evasão de CO_2 para a atmosfera a partir das águas superficiais dos rios da bacia do Ji-Paraná foi estimada em 128 a 318 Gg C ano^{-1} . A descarga fluvial exporta anualmente cerca de 370 Gg C ano^{-1} . Portanto, a evasão de carbono apresenta valores equivalentes aos valores de carbono exportado pela descarga fluvial, demonstrando a importância desta via no ciclo do carbono nos sistemas aquáticos da Amazônia.

THE ROLE OF CO₂ OUTGASSING FROM RIVERS OF JI-PARANÁ BASIN (RO), IN THE REGIONAL CARBON CYCLE

Author (a): MARIA DE FÁTIMA F. LAMY RASERA

Adviser: Dr. ALEX VLADIMIR KRUSCHE

SUMMARY

The major biogeochemical role of river systems in the global carbon cycle is considered to be the fluvial export of total organic carbon (TOC) and dissolved inorganic carbon (DIC) to the ocean. However, recent studies have shown the importance of CO₂ outgassing from rivers of the Amazon, suggesting that a significant part of the carbon fixed by forests returns to the atmosphere through this pathway. Gas exchange between the atmosphere and river waters supersaturated in CO₂ is a function of gaseous gradients across the air-water interface. Water $p\text{CO}_2$ is strongly influenced by concentrations of dissolved inorganic carbon (DIC) and pH, which are, in turn, a function of physical, chemical and biological processes. This study focus on the importance of CO₂ outgassing in the carbon cycle of drainage basins, assuming that river systems are significant sources of atmospheric C in tropical environments, and also on the influence of DIC concentrations and the pH on CO₂ evasion. The study area was the Ji-Paraná river basin, Rondônia. Several rivers of the basin were sampled between May/99 and May/03. Temperature, pH and DIC concentrations were used do calculate $p\text{CO}_2$, based on thermodynamic equilibrium equations. A theoretical diffusive flux model was used to estimate CO₂ evasion. The results show that rivers draining areas with more fertile soils present larger concentrations of DIC and of potential CO₂ evasion. In spite of the $p\text{CO}_2$ seasonality, the concentrations of dissolved CO₂ suggest that this CO₂ exchange with the

atmosphere is unilateral (evasion to the atmosphere) throughout the year. During high waters, even with lower DIC concentrations, decreases in pH are of a magnitude enough to promote higher potential evasions; in this period evasion is around four times higher than in the falling water. Based on a diffusion model, CO₂ evasion to the atmosphere from rivers of Ji-Paraná basin was estimated to be from 128 to 318 Gg C yr⁻¹. Since the annual export in fluvial discharge is 370 Gg C yr⁻¹, this means that evasion is on the same order of magnitude, demonstrating the importance of this pathway in the carbon cycle of riverine systems in the Amazon.

1 INTRODUÇÃO

O aumento na concentração atmosférica de dióxido de carbono (CO_2) nas últimas décadas, como resultado da queima de combustíveis fósseis e da biomassa vegetal, tem despertado muito interesse nos processos envolvidos no ciclo do carbono devido, principalmente, ao aumento do efeito estufa e, conseqüentemente, das possíveis alterações climáticas em função do aquecimento global. Dados coletados por Keeling no observatório de Mauna Loa (Hawai), mostraram um aumento de 19,4% na concentração média anual de CO_2 no período de 1959 a 2004, aumentando de 316 para 377 partes por milhão por volume (ppmv) de ar neste período (Keeling & Whorf, 2005).

Vários estudos têm objetivado quantificar os reservatórios de carbono, bem como determinar os fatores que controlam os processos de trocas entre estes reservatórios. Os processos envolvidos na retirada de CO_2 da atmosfera são a fotossíntese e a dissolução de CO_2 nos oceanos, e os principais processos envolvidos no retorno do CO_2 para atmosfera são a oxidação da matéria orgânica pela respiração ou queima e a liberação de CO_2 dos oceanos, nas áreas onde a concentração deste gás é superior em relação à atmosfera. O principal papel dos rios no ciclo do carbono tem sido considerado como o de exportador de carbono para os oceanos, uma vez que a troca direta de CO_2 entre os rios e a atmosfera não era considerada quantitativamente significativa. Porém, estudos recentes nos principais rios temperados estimaram valores de fluxos evasivos de CO_2 aproximadamente equivalentes aos valores de carbono exportados para o oceano (Cole & Caraco, 2001; Hope et al., 2001). Segundo Hope et al. (2004), medidas diretas de trocas de CO_2 entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera que não levem em conta os fluxos dos sistemas aquáticos podem estar superestimando o acúmulo terrestre de carbono.

A bacia amazônica possui uma extensa rede de drenagem, responsável por cerca de 20% da descarga global dos rios para o oceano (Grace & Malhi, 2002). Desta forma, os estudos e inclusão dos fluxos evasivos a partir de seus sistemas aquáticos no balanço de carbono são essenciais. Portanto, para que o ciclo do carbono na bacia Amazônica e seu papel global sejam compreendidos, são necessárias informações adicionais sobre a magnitude dos fluxos deste elemento a partir dos diversos tipos de sistemas aquáticos da região (rios de distintas ordens e características, bem como áreas inundadas).

Neste contexto, os objetivos centrais deste trabalho foram:

- Avaliar as variações espaço-temporais da $p\text{CO}_2$ em rios pertencentes à bacia do rio Ji-Paraná (RO), através da $p\text{CO}_2$ calculada a partir de dados, abrangendo todo o regime hidrológico, de carbono inorgânico dissolvido, pH e temperatura.
- Estimar os fluxos de CO_2 , através de cálculos baseados na teoria de fluxo difusivo, em rios de diferentes ordens desta bacia.
- Através da estimativa da área superficial dos rios de 3ª a 7ª ordem, integrar os valores dos fluxos calculados, objetivando assim, estimar a evasão de carbono para a atmosfera a partir das águas superficiais desta bacia.

Este trabalho está inserido em um projeto mais amplo e que engloba toda a bacia Amazônica, intitulado “*O papel dos sistemas fluviais amazônicos no balanço regional e global de carbono: evasão de CO_2 e interações entre os ambientes terrestres e aquáticos*”.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 O papel dos rios no balanço de CO₂

Nas últimas décadas, a queima de combustíveis fósseis e as mudanças no uso da terra têm levado a um aumento na concentração de dióxido de carbono na atmosfera. Entretanto, a soma das emissões de carbono pela queima de combustíveis fósseis e biomassa vegetal é maior do que o balanço de CO₂ acumulado na atmosfera e absorvido pelos oceanos e biomas terrestres, sugerindo a existência de um sumidouro de carbono, que poderia ser constituído pelos ecossistemas terrestres (Houghton, 2003). Muitos estudos, utilizando diferentes metodologias, têm sido realizados com o objetivo de calcular o sentido e a magnitude dos fluxos envolvidos neste balanço. Em estimativas do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), os ecossistemas terrestres globais estariam atuando como sorvedouros de carbono, absorvendo uma média de $0,2 \pm 0,7$ Pg C ano⁻¹ na década de 1980 e $1,4 \pm 0,7$ Pg C ano⁻¹ na década de 1990 (Prentice et al., 2001). Análises mais recentes, realizadas por Plattner et al. (2002), mostraram valores menos díspares para o fluxo líquido terrestre de carbono entre as duas décadas, com médias de 0,4 e 0,7 Pg C ano⁻¹, respectivamente.

Porém, esta absorção global líquida pelos ecossistemas terrestres não está uniformemente distribuída sobre a superfície terrestre. Segundo Houghton (2003), as zonas temperadas do hemisfério norte atuam como sorvedouros de carbono numa magnitude de aproximadamente 2 Pg C ano⁻¹. Apesar dos mecanismos responsáveis por esta absorção serem incertos, acredita-se que possíveis causas sejam as recuperações de distúrbios passados e as “fertilizações” por CO₂ e nitrogênio. Os trópicos úmidos têm um importante, mas ambíguo, papel no ciclo global do carbono. Enquanto estima-se que o desmatamento libere 1,6 Gt de C por ano para a atmosfera (Houghton, 2000), o papel

da Amazônia, como fonte ou sorvedoura de carbono, ainda não é muito claro. Recentemente, Nemani et al. (2003) apresentaram resultados referentes ao aumento global da produtividade primária líquida, postulando que as florestas amazônicas seriam responsáveis por 42% do mesmo. Estudos utilizando cálculos de fluxos de vórtices turbulentos (*eddy covariance*) mostram uma variabilidade na soma anual do fluxo de CO₂ em sítios experimentais de florestas de terra firme na Amazônia. Dados iniciais indicavam que a floresta não perturbada estaria atuando como grande sorvedouro de carbono (Grace et al., 1995; Malhi et al., 1998). Porém, estudos mais recentes, que corrigem as medidas de fluxo em função de condições de estabilidade atmosférica no período noturno, mostram um balanço líquido próximo de zero (Miller et al., 2004). Cálculos realizados por Schimel et al. (2001) baseados em modelagem atmosférica inversa, indicam uma troca líquida de carbono dos trópicos com a atmosfera próxima de zero. Outro estudo, realizado por Saleska et al. (2003), na Floresta Nacional do Tapajós, Santarém-PA, indica uma variabilidade dos fluxos na soma anual positiva, relacionada principalmente aos distúrbios causados, nesta parte da floresta amazônica, por períodos de seca (anos de El Niño) que aumentam a mortalidade das árvores e levam a uma grande liberação de CO₂ no início do período chuvoso, devido ao processo de decomposição. Para estes autores, em termos anuais, a floresta do Tapajós apresenta emissão líquida de CO₂.

Estas diferenças podem não ser necessariamente o resultado de incertezas ou erros, mas de estimativas incompletas, inerentes em alguns métodos. Desta forma, outros aspectos do ciclo do carbono, usualmente desconsiderados, podem ter um papel mais relevante do que o anteriormente previsto como, por exemplo, a quantidade de carbono que sai do sistema através de emissões gasosas de hidrocarbonetos ou fluxos de carbono orgânico dissolvido pela solução do solo (Malhi & Grace, 2000). Outra explicação plausível pode estar nas interações entre sistemas terrestres e aquáticos. O principal papel dos sistemas aquáticos no ciclo global do carbono tem sido considerado como o de exportadores fluviais de carbono orgânico total (COT) e carbono inorgânico dissolvido (CID) para o oceano, 0,4 – 0,8 e 0,4 Gt C ano⁻¹, respectivamente (Degens et al., 1991). Porém, estudos realizados em alguns grandes rios como o Amazonas, Changjiang e

Reno (Devol et al., 1987; Gao & Kempe, 1987; Richey et al., 1988; Buhl et al., 1991), mostraram que a concentração de CO₂ dissolvido nos mesmos é cerca de 10 a 15 vezes maior que o esperado para um equilíbrio com a atmosfera. Estas observações documentam que os rios não somente transportam carbono da terra para os oceanos, mas estão também ativamente emitindo CO₂ para a atmosfera. De fato, segundo Richey et al. (2002) a evasão de CO₂ para a atmosfera, a partir das águas superficiais da parte central da bacia amazônica (1,77 milhão de km²) é de $210 \pm 60 \text{ Tg C ano}^{-1}$. Se os valores de fluxos observados fossem extrapolados para toda a Amazônia, a evasão total de carbono seria cerca de $470 \text{ Tg C ano}^{-1}$. Este fluxo é cerca de 10 vezes superior ao observado na descarga fluvial de carbono para o oceano Atlântico. Porém, como os próprios autores salientam, apesar da ordem de grandeza destes fluxos estarem provavelmente correta, os valores exatos são ainda desconhecidos e uma evasão de CO₂ desta magnitude nos força a revisar os conceitos sobre os mecanismos de acoplamento entre os ecossistemas terrestres e aquáticos.

2.2 Carbono inorgânico e CO₂ dissolvidos nos rios

Os principais processos que determinam a concentração de carbono inorgânico dissolvido (CID) nos rios são: (i) a respiração de microorganismos e raízes no solo, que enriquecem em CO₂ as águas que percolam o mesmo e do lençol freático; (ii) a respiração de plantas aquáticas e a respiração heterotrófica da matéria orgânica dentro do canal do rio; (iii) trocas com CO₂ atmosférico e (iv) o intemperismo de rochas (Telmer & Veizer, 1999; Hope et al., 2004).

As três primeiras fontes de CID envolvem um equilíbrio do CO₂ com a água, que pode ser demonstrado pelas equações 1, 2 e 3, descritas abaixo (Drever, 1997; Stumm & Morgan, 1996):

A soma da concentração destas espécies é o total de carbono inorgânico dissolvido (CID). As constantes de equilíbrio destas reações são dependentes da temperatura e são determinadas empiricamente através de experimentos (Drever, 1997). Na literatura, é comum definir uma constante composta para todo o CO_2 dissolvido, hidratado ou não, utilizando-se a expressão $[\text{H}_2\text{CO}_3^*]$ para definir a soma das frações $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ e $[\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})]$, conforme a equação 1. Como o H_2CO_3 é um ácido mais forte ($\text{pK}=3,8$) do que o composto H_2CO_3^* ($\text{pK}=6,3$), a maioria do CO_2 está hidratado à 25°C (os valores de pK apresentados são para esta temperatura), ou seja, a concentração de $\text{CO}_2(\text{aq})$ é aproximadamente igual à concentração de H_2CO_3^* (Stumm & Morgan, 1996).

Estas reações são dependentes do pH, isto é, da atividade dos íons H^+ . Portanto, se o pH e a concentração de CID são conhecidos, é possível calcular a concentração de cada espécie do sistema de carbonatos através das constantes de equilíbrio de cada reação (Skirrow, 1975). Desta forma, o pH das águas naturais determina em grande parte a distribuição destas espécies. A Figura 1 ilustra a distribuição das frações do sistema de carbonatos em função do pH.

Figura 1- Distribuição das espécies do sistema de carbonatos aquoso para água doce à 25°C e concentração de 10^{-3}M de CID (adaptado de Stumm & Morgan, 1996)

Segundo Devol (2001) as espécies dominantes de CID nas águas da Amazônia são o bicarbonato (HCO_3^-) e o CO_2 dissolvido. No canal principal do rio Amazonas cerca de 82% do CID está na forma de bicarbonato, sendo que esta porcentagem cai para cerca de 57% nos tributários e 50% nas áreas de várzea, devido a uma diminuição do pH nestas águas.

A concentração do CO_2 dissolvido nos corpos d'água geralmente encontra-se em desequilíbrio com o valor esperado para um equilíbrio com a atmosfera, pois o CO_2 produzido ou consumido pelos processos biológicos e químicos (respiração, fotossíntese, precipitação, reações de dissolução de minerais) na fase aquosa entra rapidamente em equilíbrio no sistema de carbonatos (Stumm & Morgan, 1996). Porém, a troca gasosa entre os dois meios se dá de forma mais lenta, pois a difusão dos gases é aproximadamente 10^4 vezes menor na água do que no ar (Macintyre et al., 1995). Segundo Richey et al. (2002), os rios e áreas alagadas da região central da bacia amazônica apresentam concentrações de CO_2 dissolvido 10 a 30 vezes acima da concentração esperada para um equilíbrio com a atmosfera. Estudos sobre a composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) do CO_2 dissolvido indicam que, no rio Amazonas, o mesmo origina-se principalmente da decomposição da matéria orgânica (Richey et al., 1988).

2.3 Conceitos e questões sobre fluxo de CO_2

O mecanismo de troca gasosa na interface ar-água é de fundamental importância para se entender os processos que ocorrem nos ambientes naturais e de que forma estes ambientes podem responder ao aumento de CO_2 atmosférico. A direção e a magnitude dos fluxos de CO_2 são determinadas por forçantes físicas e pelo gradiente de concentração entre a água e a atmosfera.

Segundo Liss & Slater (1974), as principais forçantes físicas que determinam as trocas de gases através da interface ar-água são a difusão molecular e a turbulência. No volume de água ou ar o agente dominante para a difusão é a mistura pela turbulência. Perto da interface (camadas limites) os movimentos turbulentos são suprimidos e a troca depende da difusão molecular. Estes processos promovem baixos gradientes de

concentração fora da interface e um gradiente maior muito perto da superfície, onde a turbulência é suprimida. Isto levou a um modelo conceitual de processo de transferência de gases em que as camadas em cada lado da interface são divididas em uma camada turbulenta fora e uma sub-camada difusiva interna.

Este modelo teórico de fluxo através de sub-camadas difusivas é útil, uma vez que são estas estreitas camadas que promovem a maior resistência para a transferência dos gases através da interface. A camada limite na atmosfera acima da interface consiste numa fina camada de poucos milímetros, enquanto que a camada limite na água possui menos de 0,5 mm de espessura (Macintyre, 1995). O valor da espessura da camada limite aquosa depende da velocidade do vento e da turbulência da água e varia de 30 μm para oceanos até 200 μm para pequenos lagos (Telmer & Veizer, 1999).

Estudos realizados por Liss (1973), utilizando tanques de laboratório e túneis de vento, mostraram que, para gases solúveis como o NH_3 e SO_2 , a velocidade de transferência é controlada pela camada limite no ar, enquanto que, para gases levemente solúveis, definidos como aqueles que têm coeficiente de solubilidade de Ostwald menor que 10, como o CO_2 e O_2 , a troca através da interface ar-água é determinada pela resistência da camada limite aquosa (Figura 2). Este estudo mostrou, ainda, que as constantes de troca apresentam uma forte dependência da velocidade do vento.

Desta forma, o fluxo de gases levemente solúveis, como o CO_2 , pode ser calculado pela fórmula: $F = k(C_w - K_s P_a)$, onde F é o fluxo (moles $\text{CO}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$), C_w é a concentração do gás na água (moles l^{-1}), P_a é a pressão parcial do gás no ar (atm) e K_s é o coeficiente de solubilidade do gás ($\text{mol l}^{-1} \text{ atm}^{-1}$), que é dependente da temperatura da água, e k é o coeficiente de troca gasosa (cm h^{-1}), freqüentemente chamado de velocidade do pistão, dado pela razão entre o coeficiente de difusão (D), específico do gás e dependente da temperatura, e a espessura da camada limite da interface ar-água (z) (Broecker & Peng, 1974). Assim, o fluxo pode se dar nos dois sentidos, ou seja, a coluna d'água pode atuar como fonte ou sorvedouro de CO_2 para a atmosfera, dependendo da diferença de concentração do gás entre estes meios.

Figura 2 - Esquema da troca gasosa, através da interface ar-água, devido ao gradiente de concentração do gás entre estes meios para: (a) gases levemente solúveis, onde a resistência para a transferência do gás é dada pela camada limite aquosa e; (b) gases solúveis, onde a resistência é dada pela camada limite do ar (Macintyre, 1995)

Gases quimicamente reativos podem alterar sua velocidade de difusão molecular através das reações sofridas na camada limite. O CO_2 pode sofrer duas reações de hidratação na água:

Quando as moléculas de CO_2 reagem formando ácido carbônico e bicarbonato, o gradiente de concentração e a velocidade de transferência são reforçados. A fração de moléculas de CO_2 que reagem dentro da camada limite é função da espessura da camada limite, do pH da água e das constantes de equilíbrio das reações 4 e 5. Estudos realizados por Wanninkhof & Knox (1996) demonstraram que este “reforço químico”

(α) é importante para águas alcalinas e para águas calmas, onde o coeficiente de troca gasosa (k) é menor que 4 cm.h^{-1} , uma vez que o CO_2 pode reagir mais rapidamente do que a velocidade de difusão normal. Portanto, para estas condições a fórmula seria expressa por: $F = k \cdot \alpha \cdot (C_w - K_s \cdot P_a)$.

Uma vez que a medida da concentração de CO_2 , tanto no ar quanto na água, pode ser quantificada com grande precisão por vários métodos, a grande dificuldade deste modelo é justamente determinar este componente físico da troca gasosa, ou seja, o coeficiente de troca (k). Vários estudos têm sido realizados em laboratório, uma vez que estes ambientes oferecem condições de estudo controladas, tentando entender os processos envolvidos nesta troca e as relações da turbulência (principalmente a velocidade do vento) na interface ar-água (Broecker & Peng, 1974; Liss, 1973; Ocampo-Torres & Donelan, 1994). Entretanto, estas informações não podem ser quantitativamente transferidas para os ambientes naturais.

Pesquisas sugerem que, em lagos e oceanos, a fonte dominante de turbulência na camada limite da água, que afeta o coeficiente de troca, é a velocidade do vento (Broecker & Peng, 1974; Liss, 1973; Crusius & Wanninkhof, 2003). Assim, relações empíricas baseadas na velocidade do vento têm sido usadas para a determinação de k nestes ambientes. Porém, em rios, a fonte de turbulência na camada limite da superfície é devida também à velocidade da corrente, morfologia do canal e irregularidades do fundo. Portanto, o coeficiente de troca é também função da profundidade do rio e da velocidade da corrente (Raymond & Cole, 2001).

Existem vários métodos que podem ser utilizados para determinar os valores do coeficiente de troca como, por exemplo, o uso de traçadores naturais, como os métodos de radiocarbono natural (Broecker & Peng, 1974) ou deficiência de ^{222}Rn (Devol et al., 1987), adição de traçadores como, o SF_6 (Clark et al., 1994), e o uso de câmaras flutuantes (Sebacher et al., 1983). Neste último método, o fluxo é calculado através da taxa de acúmulo do gás dentro de uma câmara invertida, deixada flutuando sobre a superfície da água. Vários destes métodos traçadores têm sido utilizados com sucesso em estudos no oceano e em lagos. Porém, estes métodos são difíceis de adequar para o estudo em rios, devido à forte dispersão gerada pela turbulência e velocidade da

corrente. O método que utiliza câmara flutuante tem sido criticado, uma vez que a mesma altera as condições de turbulência próximas à superfície (Broecker & Peng¹, 1984, citado por Raymond, 2001). Outro método, mais recente, utiliza a adição de um gás não volátil ao gás traço volátil para separar a mudança na concentração devido à dispersão e a troca gasosa. Assim, a dispersão dos gases é calculada pela diminuição na concentração do gás não volátil (Macintyre, 1995).

Para facilitar comparações entre valores de coeficientes de troca, os mesmos são normalmente expressos como K_{600} , que é o coeficiente de troca para o CO_2 a 20°C em água doce, ou seja, K para um número de Schmidt de 600. Número de Schmidt (Sc) é a viscosidade cinética da água dividida pela constante de difusão do gás. Assim, o coeficiente de troca K é proporcional a Sc^{-n} e a equação para a normalização de K é dada por $K_{600} = K.(Sc_x/600)^n$ (Raymond, 2000). Dependendo do processo dominante na difusão do gás, o expoente n pode variar de 0,67 (para superfícies calmas) a 0,5. Estimativas de velocidade de transferência de gases em campo e estudos em laboratório mostraram que, na maioria dos casos, o expoente 0,5 é mais apropriado (Macintyre, 1995).

Apesar do conhecimento acumulado, as incertezas ainda são grandes, sendo necessário maiores estudos sobre os processos que controlam as trocas gasosas, o que poderá levar a quantificações mais precisas dos fluxos de carbono em ambientes aquáticos.

¹ BROECKER, W.S.; PENG, T.H. **Gas Transfer at Water Surfaces**. Eds. W. Brutsaert e G. H. Jirka. Reidel Publishing Co., Dordrecht. P. 479-495, 1984.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Caracterização da área de estudo

A bacia do rio Ji-Paraná está localizada na porção leste do estado de Rondônia entre os paralelos 8°02'32" e 12°59'50" de Latitude Sul e os meridianos 60°04'56" e 63°16'30" de Longitude Oeste do meridiano de Greenwich (Figura 3). Possui uma área de drenagem de aproximadamente 75000 km², descarga média anual de 700 m³ s⁻¹ e está situada em terreno relativamente plano, com alturas que variam de 75 a 600 metros acima do nível do mar, e uma declividade média de 0,62 ° (Ballester et al., 2003).

Figura 3 - Localização da bacia do rio Ji-Paraná

O rio Ji-paraná é formado pela confluência dos rios Comemoração e Pimenta Bueno e, ao longo de seu curso, recebe a contribuição, pela margem esquerda, de cinco principais tributários: Rolim de Moura, Urupá, Jarú, Machadinho e Preto. O canal principal do rio tem um comprimento total de 972 km e largura variando de 150 a 500 m. A largura dos canais dos principais tributários varia entre 100 e 400 m. Os córregos de 1ª a 3ª ordem são dominantes, totalizando um comprimento de 27.497 km (Ballester et al., 2003).

Segundo Ballester et al. (2003), os solos predominantes são os Latossolos e Argissolos compreendendo, respectivamente, 47% e 24% da área total da bacia. Nos primeiros 15 ou 20 cm, a soma de bases ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$) varia de 0,18 a 13,7 cMolc kg^{-1} . As baixas concentrações de H^+ e Al^{3+} resultam em altos valores de saturação de bases. Em torno de 60% da área da bacia (bacias dos rios Rolim de Moura, Urupá, Jarú e parte central do Ji-Paraná) encontra-se em solos eutróficos (saturação de base maior que 50% e com maiores teores de argila). A região mais ao sul (cabeceiras dos rios Pimenta Bueno e Comemoração) e as regiões mais ao norte da bacia (sub-bacias dos rios Preto e Machadinho) encontram-se em solos distróficos (saturação de base menor que 50% e mais arenosos) (Figura 4).

Segundo Hanada (2004), em 2001 a cobertura do solo desta bacia era composta por 54,5% de floresta, 34,3% agropastoril, 2,7% de regeneração e 7,1% de cerrado, sendo que os centros urbanos e solos expostos correspondiam a menos de 1% da mesma. Porém, a distribuição espacial destes usos e coberturas do solo é bastante heterogênea, sendo possível observar setores relativamente bem preservados (regiões mais ao sul e ao norte da bacia) e uma região central onde predominam pastagens, associadas aos solos com maiores saturações de bases (Figura 5).

O clima da região é tropical chuvoso, com temperaturas elevadas, média anual em torno de 25° C, e precipitação média anual de 2200 mm. A distribuição das chuvas define um regime caracterizado por duas épocas distintas: uma estação chuvosa, estendendo-se de outubro a abril, e uma estação menos chuvosa, abrangendo os demais meses do ano, com o período mais seco ocorrendo de junho a agosto. De acordo com a classificação de Köppen, a região é caracterizada pelo tipo climático Am (total

pluviométrico anual elevado e moderado período de estiagem) na região mais ao norte e pelo tipo climático Aw (total pluviométrico anual oscilando entre elevado e moderadamente elevado e nítido período de estiagem) nas regiões sul e central (Bastos & Diniz, 1982).

Figura 4 – Mapa de saturação de bases da bacia do rio Ji-Paraná.

Fonte: Laboratório de Geoprocessamento do CENA - USP

Figura 5 - Mapa de uso e cobertura do solo na bacia do rio Ji-Paraná no ano de 2001
(adaptado de Hanada, 2004)

A Figura 6 apresenta a média das descargas diárias, para o período de 1999 a 2003, em 12 estações fluviométricas da bacia do Ji-Paraná, sendo duas estações no rio Ji-Paraná, uma na cidade de Ji-Paraná e outra no município de Machadinho d'Oeste, três no rio Pimenta Bueno, duas no rio Comemoração e 5 estações em outros rios da bacia. Baseado neste regime hidrológico, característico da região, foi definido, para este trabalho, quatro estações: cheia (15 de janeiro a 15 de abril), vazante (16 de abril a 30 de junho), seca (1 de julho a 30 de outubro) e enchente (1 de novembro a 14 de janeiro) a fim de avaliarmos as diferenças sazonais na fração $p\text{CO}_2$ e nas áreas superficiais dos rios nestes diferentes períodos hidrológicos. Ambas informações são necessárias para o cálculo do fluxo evasivo anual de CO_2 para a bacia como um todo.

Figura 6 - Média das vazões diárias, para o período de 1999 a 2003, em duas estações fluviométricas do rio Ji-Paraná, e em 9 estações em outros rios pertencentes à bacia do Ji-Paraná. Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA

3.2 Localização dos pontos amostrados e periodicidade das coletas.

Para o cálculo dos fluxos evasivos de CO₂ foram utilizados os dados sobre as concentrações de carbono inorgânico dissolvido (CID), o pH e a temperatura. Durante o projeto, foram definidas diferentes campanhas de amostragens, com diferentes periodicidades e número de pontos amostrados, visando entender melhor as diferenças sazonais e espaciais nas características químicas dos rios desta bacia.

Na Figura 7 podem ser vistos todos os pontos de coletas e a Tabela 1 lista os rios amostrados, o número de pontos de coleta e o número total de amostras por período hidrológico para cada rio. Entre maio/99 a maio/03 foram realizadas sete campanhas de amostragem, distribuídas ao longo do regime hidrológico, em 13 pontos, sendo cinco pontos no canal principal do rio Ji-Paraná e oito pontos distribuídos pelos principais tributários. Durante o período de outubro/99 a setembro/00 realizaram-se coletas semanais em dois pontos, um no rio Ji-paraná após a confluência dos rios Pimenta Bueno e Comemoração, e outro no rio Urupá, próximo a sua confluência com o Ji-Paraná. Foram ainda realizadas duas campanhas, sendo uma no período de seca (julho de 2001) e outra no período de cheia (março de 2002) em 38 pontos (seis pontos no canal principal do Ji-Paraná e outros 32 pontos distribuídos pelos principais tributários e alguns afluentes secundários). No rio Urupá foi também amostrado seis pontos, com periodicidade de 7 a 15 dias entre o período de novembro/2001 a maio/2003. Na identificação dos pontos de coleta (Tabela 1), os rios que possuem mais de um ponto de coleta, e estas foram realizados em campanhas diferentes, foram utilizados números e letras para a identificação dos pontos, visando assim uma melhor distinção das campanhas realizadas.

A área pertencente à bacia do rio Preto (área escura na Figura 7) não será computada nos cálculos de fluxo, uma vez que, devido à dificuldade de acesso, não possuímos dados de campo para esta região.

Figura 7 - Localização dos pontos amostrados na bacia do rio Ji-Paraná

Tabela 1. Identificação dos pontos de coleta e número de amostragens para cada período hidrológico

RIO	No. pontos amostrados	ID pontos *	número amostras			
			cheia	vazante	seca	enchente
ANARI	1	A.1(33)	1	-	1	-
ANTA ATIRADA	2	A.A.(16), A.A.2(17)	2	-	2	-
COMEMORAÇÃO	4	COM.1(1), COM.A(2), COM.B(3), COM.2(4)	8	4	7	4
BAMBURRO	2	B.1(14), B.2(15)	2	-	2	-
RIACHUELINHO	1	RIAC(26)	1	-	1	-
RIOZINHO	1	RZ(10)	1	-	1	-
JARÚ	4	JARU.A(27), JARU.B(28), JARU.C(29), JARU(30)	5	1	5	2
JI-PARANÁ	6	JIP.1(11), JIP.A(18), JIP.2(25), JIP.3(31), JIP.4(36), JIP.5(37)	22	11	16	19
MACHADINHO	2	MACH.A(34), MACH.(35)	4	2	2	3
PIMENTA BUENO	5	PB.1(5), PB.A(6), PB.B(7), PB.C(8), PB.2(9)	9	4	7	4
ROLIM	2	ROL.A(12), ROL.(13)	4	1	2	2
TAQUIFONE	1	TAQ(32)	-	-	1	-
URUPÁ	6	URU.1(19), URU.2(20), URU.3(21), URU.4(22), URU.5(23), URU.6(24)	84	58	66	118
total	37		143	81	113	152

* Identificação dos pontos de coleta, () números correspondentes aos apresentados na Figura 7

3.3 Método de amostragem

As amostras foram obtidas a partir de pontes ou barco, no meio do canal dos rios, logo abaixo da superfície, empregando-se uma garrafa de Niskin de 10 litros. A partir desta foram retiradas alíquotas de 60 ml, filtradas com filtro de acetato de celulose (porosidade nominal de 0,45 μm), armazenadas em frasco de polietileno de alta densidade e preservadas com 6 mg de thymol, para posterior análise das concentrações de carbono inorgânico dissolvido.

Após a retirada destas alíquotas, foram determinados o pH e a temperatura da água, com medidor portátil Orion, modelo 250^a, as concentrações de oxigênio

dissolvido, com medidor portátil YSI, modelo 58 e a condutividade elétrica, com um condutivímetro Amber Science, modelo 2052.

3.4 Métodos analíticos

3.4.1 Carbono Inorgânico Dissolvido

As concentrações de carbono inorgânico dissolvido (CID) foram quantificadas na forma de CO_2 em um analisador por infravermelho não dispersivo (Analisador de Carbono Orgânico Total, Shimadzu, 5000A). A amostra é injetada e carregada para dentro de um recipiente com ácido, onde os carbonatos passam à forma de CO_2 , que é então carregado por um fluxo de ar sintético, passando por uma coluna de resfriamento, um desumidificador eletrônico, um removedor de gases halogenados e uma membrana de filtro até o detector (a detecção é feita em sensor de absorção no comprimento de onda do infravermelho), onde o CO_2 é quantificado. As concentrações foram determinadas por comparação com padrões externos.

3.4.2 Determinação da fração $p\text{CO}_2$ a partir do CID

Com base nos dados de CID, pH e temperatura, a fração de $p\text{CO}_2$, assim com as demais frações do sistema de carbonatos, foram obtidas através das equações de equilíbrio termodinâmico (Skirrow, 1975):

$$[\text{CO}_2^*] = \frac{\text{CID} \cdot (10^{\text{pH}})^2}{(10^{\text{pH}})^2 + k_1 \cdot (10^{\text{pH}}) + k_1 \cdot k_2} \quad (6)$$

$$[\text{HCO}_3^-] = \frac{\text{CID} \cdot k_1 \cdot (10^{\text{pH}})}{(10^{\text{pH}})^2 + k_1 \cdot (10^{\text{pH}}) + k_1 \cdot k_2} \quad (7)$$

$$[\text{CO}_3^{2-}] = \frac{\text{CID} \cdot k_1 \cdot k_2}{(10^{\text{pH}})^2 + k_1 \cdot (10^{\text{pH}}) + k_1 \cdot k_2} \quad (8)$$

$$[p\text{CO}_2] = \frac{[\text{CO}_2^*]}{k_0} \quad (9)$$

Onde $[\text{CO}_2^*]$ corresponde à soma das frações $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ e $[\text{H}_2\text{CO}_3]$.

As constantes de equilíbrio foram calculadas em função da temperatura de acordo com Szaran, 1998:

$$\text{pk}_0 = -108,3865 - 0,01985076 \cdot \text{Tk} + 6919,53/\text{Tk} - 669365/\text{Tk}^2 + 40,451 \cdot \log_{10}(\text{Tk}) \quad (10)$$

$$\text{pk}_1 = -14,8435 + 0,032786 \cdot \text{Tk} + 3404,7/\text{Tk} \quad (11)$$

$$\text{pk}_2 = -6,498 + 0,02379 \cdot \text{Tk} + 2902,39/\text{Tk} \quad (12)$$

3.4.3 Determinação do fluxo evasivo de CO_2

A evasão de CO_2 foi calculada utilizando o modelo de camada limite descrito por Liss & Slater (1973), de acordo com a equação:

$$F = k \cdot (C_w - K_s \cdot P_{\text{ar}}) \quad (13)$$

onde F é o fluxo ($\text{moles CO}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$), C_w é a concentração de CO_2 dissolvido na água (moles l^{-1}) e $K_s \cdot P_{\text{ar}}$ é a concentração do gás em equilíbrio com a atmosfera (moles l^{-1}) (K_s é o coeficiente de solubilidade do gás e P_{ar} é a pressão parcial do gás no ar) e k é o coeficiente de troca gasosa (cm h^{-1}). Neste trabalho adotaremos os valores de k_{600} de 6,2 e 15,4 cm h^{-1} para o coeficiente de troca gasosa, determinados em experimentos,

utilizando câmara flutuante, conduzidos em vários rios da bacia Amazônica por Alin², e concentração de CO₂ atmosférico de 380 ppm.

Para a conversão dos valores de K_{600} para as condições dos rios amostrados foi utilizada a equação $k_{600} = k.(Sc_x/600)^n$ (Raymond, 2000). O número de Schmidt para o CO₂ (Sc_{CO_2}) para as temperaturas dos rios foram calculados pela relação dada por Wanninkhof (1992):

$$Sc_{CO_2} = 1911.1 - (118.11 * T) + (3.4527 * T^2) - (0.04132 * T^3) \quad (14)$$

3.4.4 Estimativa da área superficial dos rios

Para estimar a área superficial dos rios, inicialmente, foi necessário calcular a largura e o comprimento do canal dos mesmos. Para o cálculo da largura do canal foi implementada uma metodologia baseada nas relações utilizadas nos conceitos de geometria hidráulica (Finlayson & Montgomery, 2003) entre área de drenagem e descarga do rio (Pinet & Souriau, 1988; Knighton, 1999; Finlayson & Montgomery, 2003).

Duas etapas metodológicas foram implementadas. Na primeira, foram estabelecidas as equações das relações entre a área de drenagem e a largura do canal, a partir de dados observacionais obtidos junto à Agência Nacional de Águas (ANA, 2004). As regressões foram desenvolvidas utilizando-se as séries históricas de dados de 23 estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas, sendo 10 estações dentro da bacia do Ji-Paraná e 13 estações em bacias adjacentes que apresentaram regimes hidrológicos semelhantes (Tabela 2). Estes pontos foram selecionados por conterem dados sobre descarga, largura do canal e localização geográfica, necessários para desenvolver as relações (equações) aqui descritas. O cálculo da largura média dos canais, para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente, foi elaborado a partir dos

² ALIN, S. (University of Washington). Comunicação pessoal, 2005

dados de curvas chaves (largura x cota) e das médias diárias históricas de vazão das estações acima citadas. Assim, uma vez calculada a média histórica de vazão para cada período hidrológico e, estabelecendo as relações entre vazão e cota, foi possível determinar a largura média do canal para cada período. Para estes cálculos foram utilizados os dados de curva chave mais próximos ao período de coleta.

Tabela 2. Localização das estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas

código estação	rio	município	estado	latitude	longitude
15431000	Branco	Ariquemes	RO	-9:53:14	-62:59:16
15170000	Branco	Alta Florestad'Oeste	RO	-11:55:50	-62:9:10
15552600	Comemoração	Pimenta Bueno	RO	-11:44:56	-60:52:4
15552700	Comemoração	Pimenta Bueno	RO	-11:40:12	-61:10:54
15460012	Jamari	Candeias do Jamari	RO	-8:45:35	-63:27:45
15430000	Jamari	Ariquemes	RO	-9:55:54	-63:3:25
15565000	Jarú	Jarú	RO	-10:26:45	-62:27:56
15580000	Ji-Paraná	Machadinho D'oeste	RO	-8:56:0	-62:3:14
15560000	Ji-Paraná	Ji-Paraná	RO	-10:52:25	-61:56:8
15559000	Ji-Paraná	Pimenta Bueno	RO	-11:39:9	-61:12:54
15575000	Machadinho	Machadinho D'oeste	RO	-9:23:40	-61:56:56
15432000	Massangana	Alto Paraíso	RO	-9:45:37	-63:17:14
15556010	Pimenta Bueno	Pimenta bueno	RO	-11:54:4	-61:14:22
15558000	Pimenta Bueno	Pimenta Bueno	RO	-11:41:1	-61:11:32
15553500	Pimenta Bueno	chupinguaia	RO	-12:29:16	-61:2:47
15470000	Novo	Candeias do Jamari	RO	-8:46:29	-63:29:9
15550000	Candeias	Porto Velho	RO	-8:47:55	-63:42:38
17120000	Arinos	Porto dos Gauchos	MT	-11:32:11	-57:25:22
17280000	Teles Pires	Sinop	MT	-11:39:11	-55:42:6
17300000	Teles Pires	Colider	MT	-10:57:21	-55:32:55
17340000	Teles Pires	Alta Floresta	MT	-10:6:45	-55:34:12
15820000	Roosevelt	Aripuanã	MT	-9:48:0	-60:41:26
12500000	Juruá	Cruzeiro do Sul	Acre	-7:36:38	-72:40:52

A seguir, utilizando o Sistema de Informações Geográficas ARC-GIS (versão 9.0) e as bibliotecas digitais do projeto temático “*Alterações na dinâmica da matéria orgânica em rios de micro e meso-escala do estado de Rondônia em função de mudanças no uso da terra*”, foram calculadas as áreas de drenagem dos pontos cotados, utilizando mapas digitais e o modelo digital de elevação do terreno da bacia de drenagem do rio Ji-Paraná e as extensões Spatial Analyst e Hydrological Modeling do

programa ArcGIS. Para as estações das bacias adjacentes foram utilizadas as áreas de drenagem fornecidas pela ANA. Desta forma, através destas relações, foi possível estabelecer a relação entre área de drenagem e largura.

A segunda etapa metodológica consistiu no escalonamento dos valores obtidos a partir das equações anteriormente mencionadas para toda a rede de drenagem do rio Ji-Paraná. Para tal, os rios que compõem a rede de drenagem do Ji-Paraná foram divididos de acordo com sua ordem de grandeza. Desta forma, foram calculadas as áreas de drenagem para os rios de 3ª a 7ª ordem, utilizando-se a mesma metodologia descrita acima para o cálculo das áreas das estações fluviométricas. Os rios de 5ª a 7ª ordem foram, ainda, subdivididos ao longo de seu percurso, possibilitando, assim, através da área destas sub-bacias delimitadas por estes pontos, a determinação de uma largura média para o canal para diferentes extensões do rio. Os rios de 1ª e 2ª ordem não foram calculados, uma vez que a rede de drenagem destes pequenos igarapés é muito extensa e também por não possuímos dados de vazão e largura para os rios destas ordens.

Utilizando as equações obtidas nas regressões entre área de drenagem e largura dos pontos da ANA, foram calculadas as larguras dos rios de 3ª a 7ª ordem, a partir das áreas calculadas para as bacias destes rios. O comprimento do canal dos rios foi obtido a partir da rede de drenagem do rio Ji-Paraná. Os valores foram calculados com o auxílio do SIG ArcGIS. A partir destes resultados foi possível calcular a área superficial dos rios com base nas larguras e comprimentos dos mesmos, determinados pela metodologia acima descrita.

3.5 Análise estatística

Para auxiliar na interpretação e discussão dos resultados foram utilizados testes estatísticos não-paramétricos, uma vez que as variáveis estudadas não apresentam distribuição normal e, a maioria dos pontos analisados apresentam dependência entre si.

Para testar diferenças nas concentrações de CID, íons H^+ e pCO_2 entre os sítios de amostragem foi utilizado o teste de Kruskal-Wallis, seguido de um teste de comparações múltiplas (Tukey não-paramétrico).

O teste de U de Mann-Whitney foi utilizado para determinar as possíveis diferenças entre os períodos de cheia e seca para cada ponto de amostragem.

Para a análise de correlação entre o CID e a capacidade de troca catiônica (CTC), foi utilizado o teste de correlação de Sperman, sendo que a correlação foi considerada significativa para $p < 0,05$.

Estes testes fazem parte do software “STATISTICA 6,0” e as diferenças foram consideradas significativas para $p < 0,05$.

Para as análises de regressão foi utilizado o software SAS e, as equações obtidas foram consideradas significativas para $p < 0,05$.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Variabilidade espacial e temporal do Carbono Inorgânico Dissolvido (CID)

As menores concentrações de CID foram observadas nos pontos que drenam regiões de solos distróficos como na cabeceira dos rios Comemoração (COM-1, mediana de 37,3 μM) e Pimenta Bueno (PB-1, mediana de 37,4 μM) e as maiores concentrações foram encontradas nos pontos que drenam regiões de solos eutróficos, como os pontos nos rios Jaru (493 μM), Rolim (609,8 μM) e Urupá (mediana de 524,2 μM para os pontos URU-4, 5 e 6) (Figura 8-a). O Igarapé Bamburro apresentou as maiores concentrações de CID da bacia. Porém, esta concentração pode estar relacionada também ao aporte de esgoto recebido por este igarapé, pois o local amostrado no mesmo localiza-se à jusante e próximo à cidade de Rolim de Moura.

As concentrações de CID no rio Ji-Paraná refletem a mistura de seus tributários, com uma região central apresentando concentrações mais elevadas e, as demais áreas, concentrações relativamente menores (Figura 8-b). Assim, a região central do rio Ji-Paraná (JIP-A, 2 e 3), que recebe a contribuição dos tributários Rolim, Urupá e Jaru, que possuem altas concentrações de CID, apresentou concentração mediana de 288 μM . À montante desta, no ponto JIP-1, após a confluência dos rios Comemoração e Pimenta Bueno, assim como à jusante (JIP-4 e JIP-5), onde recebe os tributários Machadinho e Preto, que apresentam concentrações menores de CID, a concentração mediana foi de 221 μM .

Portanto, os rios da bacia do Ji-paraná apresentam distribuição de CID heterogênea e estreitamente relacionada à geologia de sua área de drenagem. O teste de correlação de Sperman entre a concentração de CID e a capacidade de troca catiônica (CTC) dos solos, para 13 pontos amostrados na bacia do Ji-Paraná, apresenta relação

estatisticamente significativa ($p < 0,05$) e coeficiente de 0,92 (os dados de CTC foram obtidos de Ballester et al., 2003).

Figura 8 – Concentrações de CID nos pontos amostrados nos tributários (a) e nos 6 pontos amostrados no rio Ji-Paraná (b)

A Figura 9 apresenta as concentrações medianas de CID, para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente dos rios Comemoração (drena região de solo distrófico), Pimenta Bueno (apresenta manchas de rochas calcáreas em sua bacia de drenagem), Urupá (maior parte da bacia composta por regiões de solo eutrófico) e Ji-Paraná. Estes rios exemplificam a variabilidade sazonal das concentrações de CID nos principais rios desta bacia de drenagem.

Com relação à variabilidade sazonal, o ponto JIP-1 e os pontos do rio Urupá (URU-1 a URU-6) apresentaram diferenças significativas ($p < 0,05$) entre os períodos de cheia e seca. Para os demais pontos não foram observadas diferenças significativas entre estes períodos, provavelmente devido ao pequeno número de amostragens nos mesmos. Porém, observa-se uma tendência semelhante à encontrada por Leite (2004) para os íons maiores nesta bacia. Ou seja, os rios que drenam a região central da bacia (solos com maiores teores de argila e mais ricos em cátions) apresentam concentrações de CID maiores no período de seca, enquanto que os rios que drenam regiões de solos distróficos apresentam concentrações de CID maiores no período de cheia.

4.2 Variabilidade espacial e temporal do pH e da $p\text{CO}_2$

Com relação ao pH, os rios que apresentaram as maiores concentrações do íon hidrogênio (H^+) e, conseqüentemente, os valores mais baixos de pH, foram o Comemoração (COM-1) e o Pimenta Bueno (PB-1), em suas cabeceiras, com valores medianos de pH de 5,09 e 5,53, respectivamente (Figura 10). Os igarapés Bamburro, Anta Atirada, Riozinho, Taquifone e um ponto no rio Jarú (Jaru-A) apresentaram as menores concentrações de H^+ da bacia (com pH entre 7,00 e 7,21). Os demais pontos de coleta apresentaram valores intermediários de pH, com valores entre 5,9 e 6,9 (Figura 10).

Figura 9 – Concentração mediana de carbono inorgânico dissolvido (CID) para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente nos rios: (a) Comemoração, (b) Pimenta Bueno, (c) Ji-Paraná e (d) Urupá

Figura 10 – Valores de pH nos pontos amostrados

Observou-se também uma variabilidade nas concentrações de H^+ ao longo do ciclo hidrológico e, apesar de somente os pontos JIP-1, Rolim e os pontos do rio Urupá (URU-1 a URU-6) apresentarem diferenças significativas ($p < 0,05$) entre os períodos de cheia e seca, pode-se observar uma tendência de valores de pH mais baixos (concentrações maiores de íons H^+) no período de cheia (Figura 11). Essa acidificação ocorre, provavelmente, devido ao grande aporte de água da chuva que normalmente apresenta pH mais ácido, com média em torno de 6 (Castellanos, 2005), em relação ao pH da maioria dos rios desta bacia.

As diferenças sazonais nos valores de pH fazem com que as distribuições das frações do CID sejam diferentes ao longo do ciclo hidrológico, pois, como já foi dito anteriormente, as reações de equilíbrio do sistema de carbonatos são dependentes das concentrações de H^+ . Nas Figuras 12, 13, 14 e 15 estão representadas as distribuições das frações de CID (parte a), em rios de diferentes características, para os períodos de cheia e seca e a variação da pCO_2 e do pH (parte b) para os mesmos períodos. Os rios representados são: Comemoração (apresenta baixa concentração de CID e pH mais ácido), Pimenta Bueno (em sua cabeceira apresenta condições semelhantes ao rio Comemoração e no restante de seu percurso apresenta valores mais altos de CID e pH), Urupá (rio com altas concentrações de CID e pH mais próximos da neutralidade) e Ji-Paraná (com concentrações intermediárias de CID e de pH).

Nas cabeceiras dos rios Comemoração e Pimenta Bueno (COM-1 e PB-1 respectivamente) apesar de ocorrerem algumas variações nos valores de pH, este se manteve entre 4,6 e 5,9, não alterando significativamente a porcentagem de CO_2 livre entre os períodos de cheia e seca, 95% e 91% respectivamente para o ponto COM-1 e, 92% e 81% respectivamente para o ponto PB-1 (Figuras 12-a e 13-a). Porém, as maiores concentrações de CID observadas no período de cheia (Figura 9), promoveram uma pCO_2 maior neste período, com médias de $1078 \pm 270 \mu atm$ e $1126 \pm 79 \mu atm$ para os pontos COM-1 e PB-1 respectivamente. Na seca, as médias observadas foram, respectivamente, de $747 \pm 99 \mu atm$ e $619 \pm 99 \mu atm$, ou seja, na cheia a pCO_2 foi, respectivamente, 44% e 82% maior que na seca (Figuras 12-b e 13-b).

Figura 11 – Mediana dos valores de pH para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente para os rios: (a) Comemoração, (b) Pimenta Bueno, (c) Ji-Paraná, (d) Urupá e (e) demais pontos de coleta nos períodos de cheia e seca

Figura 12 - Caracterização do rio Comemoração quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da $p\text{CO}_2$ e pH

Figura 13 - Caracterização do rio Pimenta Bueno quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da $p\text{CO}_2$ e pH

Os demais pontos do rio Pimenta Bueno apresentaram concentrações maiores de CID, com médias de $317 \pm 47 \mu\text{M}$ na cheia e $247 \pm 57 \mu\text{M}$ na seca, e uma maior variabilidade sazonal na porcentagem das frações de CID. Enquanto na cheia a fração de CO_2 livre correspondeu à cerca de 45% do CID, durante a seca esta porcentagem caiu para cerca de 17%. Esta variabilidade está relacionada às alterações de pH observadas, uma vez que no período seco o pH apresentou valores mais próximos da neutralidade (Figura 13-b), fazendo com que as relações de equilíbrio se deslocassem e que grande parte do CID ficasse na forma de bicarbonato (HCO_3^{2-}) (Figura 13-a). Desta forma, a média da $p\text{CO}_2$ destes pontos para o período de cheia ($4379 \pm 2290 \mu\text{atm}$) foi cerca de 3 vezes maior que a média do período de seca ($1293 \pm 189 \mu\text{atm}$).

O rio Urupá, com exceção do ponto U-1, apresenta altas concentrações de CID e valores de pH mais próximos da neutralidade (Figura 14-b). Assim, grande parte do CID está na forma de bicarbonato (Figura 14-a). No período de seca, o pH foi em média 0,51 maior que na cheia. Porém, nos pontos URU-1, URU-2 e URU-6, não foram observadas diferenças significativas na $p\text{CO}_2$ entre estes períodos (médias de $1984 \pm 1541 \mu\text{atm}$, $3124 \pm 1536 \mu\text{atm}$ e $5300 \pm 4253 \mu\text{atm}$, respectivamente - Figura 14-b), uma vez que estes valores de pH mais altos na seca foram, provavelmente, compensados pelo aumento da concentração de CID neste período. Os pontos U-4 e U-5, no período seco, apresentaram os valores de pH mais baixos deste rio, com médias de 7,21 e 7,46, respectivamente, promovendo um deslocamento maior das frações do sistema de carbonatos. Assim, no ponto U-4, a fração de CO_2 dissolvido diminuiu de 31% na cheia para 14% na seca e, no ponto U-5, de 24% na cheia para 8% na seca. Desta forma, nestes pontos, os maiores valores de $p\text{CO}_2$ foram observadas no período de cheia, com médias de $4038 \pm 1974 \mu\text{atm}$ e $3267 \pm 1365 \mu\text{atm}$, respectivamente (Figura 14-b). O ponto U-3 apresentou valores de pH um pouco mais baixos, mesmo na seca e, a maior concentração de CID neste período promoveu um aumento da $p\text{CO}_2$ na seca em relação à cheia, com médias de $6065 \pm 4368 \mu\text{atm}$ e $4924 \pm 1541 \mu\text{atm}$, respectivamente (Figura 14-b).

Figura 14 - Caracterização do rio Urupá quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da pCO₂ e pH

Figura 15 – Caracterização do rio Ji-Paraná quanto a: (a) distribuição das frações de CID e (b) variabilidade da pCO_2 e pH

No rio Ji-Paraná as diferenças de pH entre os períodos de cheia e seca promoveram variações sazonais nas proporções das frações de CID. Na seca, quando os valores de pH se mantiveram próximos da neutralidade, ou levemente mais altos (Figura 15-b), a maior parte do CID (cerca de 90%) estava na forma de bicarbonato (Figura 15-a), não apresentando, portanto, grandes variações na $p\text{CO}_2$ neste período (Figura 15-b). Na cheia, a maior variabilidade nos valores de pH levou a uma maior variabilidade na fração de $p\text{CO}_2$, que oscilou de 30% no ponto JIP-A a 76% no ponto JIP-1 (Figura 15-b). Desta forma, também neste rio, os valores mais altos de $p\text{CO}_2$ foram observados na cheia, com médias variando de 3617 μatm (ponto JIP-A) a $7068 \pm 1346 \mu\text{atm}$ (ponto JIP-2) (Figura 15-b). Valores e sazonalidades de $p\text{CO}_2$ semelhantes aos encontrados na bacia do Ji-Paraná, foram obtidos em estudos realizados por Richey et al. (2002), em rios e áreas alagadas na região central da bacia Amazônica, onde a média anual da $p\text{CO}_2$ variou de $4350 \pm 1900 \mu\text{atm}$ no canal principal do rio Amazonas a $5000 \pm 3300 \mu\text{atm}$ na foz dos principais afluentes.

A $p\text{CO}_2$ está diretamente relacionada à concentração de carbono inorgânico dissolvido, assim como com o pH que, por sua vez, são função de: (a) processos de intemperismo, que consomem H^+ e convertem ácido carbônico em bicarbonato, aumentando o pH e diminuindo a $p\text{CO}_2$ e, (b) processos respiratórios e de oxidação da matéria orgânica que ocorrem dentro do canal do rio, assim como nas águas do solo que chegam até o mesmo, aumentando a $p\text{CO}_2$ e diminuindo o pH. Portanto, os processos predominantes que provavelmente contribuíram para a variação sazonal da $p\text{CO}_2$ nos rios amostrados foram distintos, de acordo com o tipo de solo predominante nas suas respectivas bacias de drenagem.

Nos rios que drenam áreas de solo eutrófico (Urupá, Jaru e Rolim), no período de cheia, o aumento da precipitação, provoca a “diluição” das águas subterrâneas, mais ricas em carbonatos e de pH mais básicos que a água da chuva, levando assim a uma diminuição do CID e do pH. Ao mesmo tempo, observa-se um aumento da $p\text{CO}_2$ neste período, pois como o pH apresenta valores mais baixos, as distribuições das frações do CID se deslocam promovendo um aumento desta fração. Além disso, estudos realizados por Cogo (2005), indicam que o aumento da concentração de sedimentos em suspensão

neste período acarreta no aumento das taxas respiratórias, aumentando também a concentração de $p\text{CO}_2$. No período de seca, predomina o aporte de água subterrânea, mais “rica” em carbonatos. Desta forma, apesar de se observar altas concentrações de CID neste período, os valores de pH mais próximos da neutralidade favorecem o deslocamento do equilíbrio para a fração bicarbonato, diminuindo assim a pressão parcial de CO_2 .

Os rios que drenam regiões de solos distróficos (Comemoração, Pimenta Bueno, Machadinho e Preto) apresentam concentrações de CID maiores no período de cheia uma vez que, no período de seca, quando os rios são alimentados pelas águas subterrâneas, os solos já bastante intemperizados e lixiviados não promoveriam maiores concentrações de CID via intemperismo. No período de cheia, a água que percola o solo e chega ao canal do rio se enriquece em CID e apresenta valores de pH um pouco mais ácidos. Desta forma, estes rios também apresentam valores de $p\text{CO}_2$ maiores na cheia.

Mesmo com a variação sazonal observada na $p\text{CO}_2$, com os menores valores sendo geralmente observados no período de seca, as águas dos rios da bacia do Ji-Paraná apresentaram-se sempre supersaturadas em CO_2 em relação à atmosfera, variando desde 1 até 23 vezes o valor esperado para o equilíbrio, indicando que estes atuam como fonte de CO_2 para a mesma. A Figura 16 apresenta as médias da $p\text{CO}_2$ para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente, sendo que a linha tracejada indica o valor médio esperado ($360 \pm 3,4 \mu\text{atm}$) para um equilíbrio com a atmosfera, considerando-se uma $p\text{CO}_2$ atmosférica de $380 \mu\text{atm}$.

Segundo Mayorga et al.³, este excesso de CO_2 dissolvido origina-se predominantemente do processo de respiração dentro do canal do rio e da entrada de águas subterrâneas supersaturadas em CO_2 , devido à respiração no solo. Utilizando evidências de ^{14}C e ^{13}C do CID, do carbono orgânico dissolvido e das frações de carbono orgânico fino em suspensão e particulado grosso, estes autores encontraram valores que indicam que o CO_2 evadido em alguns rios da bacia do Ji-Paraná (pontos

³ MAYORGA, E.; AUFDENKAMPE, A.K.; MASIELO, C.A.; KRUSCHE, A.V.; HEDGES, J.I.; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; BROWN, T.A. Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers. (Em elaboração)

Figura 16– Médias da $p\text{CO}_2$ para os períodos de cheia, vazante, seca e enchente para os rios: (a) Comemoração, (b) Pimenta Bueno, (c) Urupá, (d) Ji-Paraná e (e) demais pontos

JIP-2, URU-6 e COM-2) foram fotossinteticamente seqüestrados da atmosfera há 5 ou 6 anos. Isto indica que uma fração de matéria orgânica mais recente estaria atuando como substrato para a respiração e sustentando a supersaturação em CO₂ e o processo de evasão destes rios.

Em estudo realizado no rio Hudson, Raymond (1997) comparou os resultados de $p\text{CO}_2$ medidos diretamente e calculados a partir do CID, pH e temperatura para 452 amostras. Apesar das médias serem estatisticamente diferentes ($p < 0,05$), o valor médio da $p\text{CO}_2$ obtido por cálculos foi apenas 3% inferior à obtida por medidas diretas, e a variação máxima chegou a até 15%. Segundo Raymond, a variação na acurácia das medidas de pH seria a causa provável destas diferenças entre os valores medidos e calculados. Cole (1994) obteve resultados semelhantes para a regressão entre valores medidos e calculados de $p\text{CO}_2$ ($R^2 = 0,88$ e $n=330$), em estudo realizado em lagos de diferentes regiões do globo. Portanto, os valores de $p\text{CO}_2$ calculados podem ser utilizados para o cálculo de fluxo, uma vez que os mesmos apresentam boa concordância com os valores medidos diretamente.

4.3 Fluxo evasivo de CO₂

Os fluxos calculados pela teoria da camada limite dependem de dois fatores principais: o coeficiente de troca gasosa (k) e o gradiente de concentração do CO₂ entre a água e a atmosfera. A principal incerteza e, conseqüentemente, a maior fonte de erro nestes cálculos resulta das estimativas do coeficiente de troca gasosa, uma vez que ele é função de processos físicos que atuam na camada limite, principalmente a turbulência, a viscosidade cinética da água, e a difusão molecular do gás, apresentando, assim, uma grande variabilidade espaço-temporal nas medidas realizadas em campo.

Como não dispomos de medidas diretas de k e, devido à grande variabilidade que este apresenta, utilizamos dois valores diferentes para o coeficiente de troca gasosa (k_{600}): 6,2 e 15,4 cm h⁻¹. Isto objetiva a determinação de um intervalo provável de variabilidade para estes fluxos. Os valores de k_{600} utilizados foram derivados de

experimentos com câmaras flutuantes em diferentes rios da bacia Amazônica. A Tabela 3 apresenta a variabilidade dos k_{600} determinados nestes experimentos (Alin²).

Os valores de 6,2 e 15,4 cm h^{-1} foram escolhidos por representarem a média dos menores e maiores valores determinados nestes experimentos, para rios maiores ou iguais a 3ª ordem de grandeza. Ao mesmo tempo, estes valores apresentam uma boa concordância com valores de k_{600} , determinados por diferentes metodologias, encontrados na literatura (Tabela 4, Haymond & Cole, 2001).

Tabela 3. Valores de k_{600} , determinados através de câmaras flutuantes, em rios da bacia Amazônica (Alin, S. comunicação pessoal)

rio	local	k_{600} (cm.h^{-1})	
		amplitude variação	média
Amazonas	Santarém	13,4 - 18,0	15,4
Igarapé 2ª ordem	Reserva Ducke - Manaus	11,1 - 11,8	11,5
Igarapé 2ª ordem	Rio Branco	12,8 - 45,9	23,3
Negro	Manaus	10,2 - 23,8	13,9
Solimões	Marchantaria	4,2 - 7,4	6,2

Tabela 4. Valores de k_{600} , determinados por diferentes metodologias, para rios e estuários

sistema estudado	metodologia	k_{600} (cm h^{-1})	
		amplitude variação	média
rio Hudson, Clark et al. (1994)	adição gás traçador (^3He - SF_6)	1.5 - 9.0	4.8
rio Parker, Carini et al. (1996)	adição gás traçador (SF_6)	1.4 - 6.1	3.8
Baía de São Francisco, Hammond e Fuller (1979)	gás traçador natural (^{222}Rn)	1.0 - 6.7	4.3
Baía de São Francisco, Hartman e Hammond (1984)	câmara flutuante	1.1 - 12.8	5.7
Amazonas e tributários, Devol et al. (1987)	câmara flutuante	2.4 - 9.9	6.0
Baía Narragansett, Roques (1985)	câmara flutuante	4.5 - 11.0	7.4
rio Hudson, Marino e Howarth (1993)	câmara flutuante	3.3 - 26.0	11.6
rio Pee Dee, Elsingher e Moore (1983)	gás traçador natural (^{222}Rn)	10.2 - 30.0	12.6
rio Hudson, Clark et al. (1992)	gás traçador natural (CFC)	2.0 - 4.0	3.0

Na bacia do rio Ji-Paraná, os menores fluxos calculados foram nos pontos COM-1, COM-A, COM-B e PB-1 e os maiores fluxos nos pontos JIP-2 e Rolim. Considerando o valor de k_{600} de $6,2 \text{ cm h}^{-1}$, o fluxo médio de CO_2 nos quatro primeiros pontos é de $0,3 \pm 0,19 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($n=22$) e nos dois últimos de $2,4 \pm 1,8 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($n=16$). Utilizando-se o valor de k_{600} de $15,4 \text{ cm h}^{-1}$ estes valores são de $0,75 \pm 0,47$ e $6,0 \pm 4,5 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente (Figura 17). Quanto à variabilidade sazonal, a maioria dos pontos apresentou fluxos maiores no período de cheia, com aumento de 1,1 a 18,5 vezes neste período em relação ao período seco. Os pontos JIP-2 a JIP-5 do rio Ji-Paraná foram os que apresentaram as maiores diferenças entre estes períodos (Figura 17). As exceções foram os pontos URU-1, URU-3, Jaru-C e B, Machadinho-A, Riozinho e Anari-1, onde os fluxos foram um pouco maiores na seca. Uma vez que se espera que a variação da $p\text{CO}_2$ atmosférica seja pequena, quando comparada à variação da $p\text{CO}_2$ na água, a grande variabilidade espacial e temporal observada no fluxo evasivo de CO_2 evidencia que este é dominado pelo ciclo sazonal da $p\text{CO}_2$ na água dos rios.

Medidas de fluxos de CO_2 com câmaras flutuantes, em diferentes rios da Amazônia, apresentaram médias variando desde $0,33 \pm 0,27$ a $13,5 \pm 7,9 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, para o rio Tapajós e Igarapé de 2ª ordem na Reserva Ducke, respectivamente (Alin, S. comunicação pessoal). A média da $p\text{CO}_2$ destes rios foi de $590 \pm 98 \mu\text{atm}$ no rio Tapajós e $7548 \mu\text{atm}$ para o igarapé de 2ª ordem da Reserva Ducke. Ou seja, a $p\text{CO}_2$ destes rios apresenta uma amplitude de variação semelhante aos valores de $p\text{CO}_2$ dos rios da bacia do Ji-Paraná e, apesar destes autores terem observado fluxos maiores que os fluxos evasivos calculados para a bacia do Ji-Paraná, estes apresentam valores semelhantes aos fluxos medidos de forma direta. Portanto, se admitirmos que as taxas de fluxos evasivos, determinados de forma direta em outros rios da bacia Amazônica, possam ser extrapoladas para os rios da bacia do Ji-Paraná, uma vez que os valores de $p\text{CO}_2$ da água são similares, os fluxos evasivos calculados com o emprego de k_{600} de $15,4 \text{ cm h}^{-1}$ apresentam valores mais próximos aos fluxos medidos de forma direta.

Figura 17 - Médias dos fluxos, para os valores de k_{600} de 6,2 e 15,4 cm h^{-1} , para os diferentes períodos hidrológicos, nos pontos amostrados dos rios: (a) Comemoração e Machadinho, (b) Pimenta Bueno, (c) Urupá, (d) Ji-Paraná, (e) Jaru e Rolim e (f) Igarapés Anari, Anta Atirada, Bamburro, Riachuelinho, Riozinho e Taquifone

Para avaliar o efeito dos parâmetros concentração atmosférica e coeficiente de troca gasosa, utilizados nos cálculos de fluxo evasivo da bacia do Ji-paraná, correlacionaram-se os dados dos fluxos medidos diretamente por Alin², através de câmara flutuante, com os valores que seriam obtidos se estes fluxos fossem calculados segundo o modelo de camada limite, com os parâmetros acima fixos. Para estes cálculos, foram utilizados os dados de $p\text{CO}_2$ e temperatura da água destes rios (dados fornecidos por Alin²), $p\text{CO}_2$ atmosférica de 380 μatm e k_{600} de 15,4 cm h^{-1} . O resultado desta regressão ($n=88$) está representado no gráfico da Figura 18.

Figura 18 – Regressão entre fluxos medidos com câmara flutuante (Alin, S.²) e fluxos calculados segundo o modelo de camada limite

Uma vez que a concentração atmosférica determinada nas medidas com câmara foi, em média, $372 \pm 26 \mu\text{atm}$, a utilização de um valor fixo de 380 μatm , refletiu numa diferença de aproximadamente 0,7 % para a maioria dos rios. Somente nos rios que apresentaram a $p\text{CO}_2$ da água muito próxima à concentração atmosférica (rios Purus, os dados deste rio correspondem ao período seco onde os valores de pH são próximos a 8, e Tapajós) esta diferença foi maior, cerca de 30%. Já os valores de k apresentaram uma grande variabilidade e a fixação deste parâmetro resultou em valores de fluxos desde

98% menores até fluxos 150% maiores, com uma média geral de fluxos 19% menores que os medidos. Portanto, a principal causa das diferenças entre os valores medidos e calculados foi a grande variabilidade dos valores de k .

Estes dados evidenciam a dificuldade para estimar o fluxo evasivo para grandes áreas como a bacia do rio Ji-Paraná, uma vez que a realização de medidas diretas ao longo de toda a bacia seria inviável e, estimativas através de cálculos baseados no modelo de camada limite, apresentam uma margem de erro maior, em função da grande variabilidade dos valores de k . Porém, a ordem de grandeza destes fluxos evasivos torna estas estimativas muito importantes para uma melhor compreensão e balanço do ciclo regional do carbono.

Em estudos realizados em terra firme na Reserva Biológica do Jaru e em áreas de pastagem no estado de Rondônia, Randow et al. (2004) quantificou fluxos diurnos médios de absorção de CO_2 na área coberta com floresta de 14,4 e 10,5 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Devido à respiração, os fluxos noturnos médios foram de 8,1 e 7,1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de CO_2 emitidos para a atmosfera para os períodos supra-citados. Para a área de pastagem, os fluxos noturnos médios para os períodos chuvoso e seco foram, respectivamente, de 4,5 e 3,0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de CO_2 emitidos para a atmosfera. Segundo Salimon (2003), dados de respiração do solo em pastagens e florestas no Acre apresentaram uma variabilidade de 2 a 11 $\mu\text{mol CO}_2 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Portanto, os fluxos evasivos de CO_2 calculados para os rios da bacia do Ji-Paraná apresentam valores próximos às de emissão pela respiração por unidade de área. Apesar da área superficial dos rios ser bem menor quando comparada com a área de terra firme coberta por floresta ou pastagem e, portanto, apresentar um peso menor no balanço regional de carbono, quando comparado ao fluxo devido à respiração, fluxos evasivos dessa magnitude são importantes e precisam ser melhor quantificados.

4.4 Estimativa da área superficial dos rios

Para que fosse possível calcular um balanço de carbono evadido pelos rios da bacia do Ji-Paraná, os valores de fluxos de CO_2 , obtidos pontualmente, tiveram que ser

extrapolados para a área superficial destes rios. Para obter estas áreas desenvolvemos uma metodologia baseada nas relações entre área de drenagem, descarga e largura do canal. Os resultados obtidos estão descritos a seguir.

4.4.1 Regressões entre área de drenagem, vazão e largura das estações da ANA

A Tabela 5 apresenta as áreas de drenagem, as médias das vazões para cada período hidrológico, segundo os dados históricos de cada estação, e as larguras médias, calculadas a partir dos dados de curva chave e vazões médias históricas, para as 23 estações fluviométricas da ANA (ANA,2004). As regressões entre as áreas de drenagem (A) e as larguras médias (L), foram significativas ($p < 0,05$) para todos os períodos hidrológicos. As equações destas regressões estão apresentadas nos gráficos da Figura 19.

Tabela 5. Área de drenagem, médias de vazões e larguras calculadas para 23 estações fluviométricas da ANA

codigo estação	área (km ²)	vazão média (m ³ s ⁻¹)				largura média (m)			
		cheia	vazante	seca	enchente	cheia	vazante	seca	enchente
15470000	298	42.6	16.7	3.8	12.3	27.5	24.3	22.8	24.2
15431000	826	58.3	30.0	5.7	17.5	40.0	33.7	27.0	31.5
15432000	842	58.0	25.7	3.9	20.0	35.0	30.8	22.0	30.0
15170000	1467	61.1	26.8	10.9	28.5	40.0	35.8	30.0	36.0
15553500	3569	139.4	82.1	41.6	71.9	54.2	51.0	48.8	50.4
15565000	3949	219.5	82.0	9.6	64.3	71.3	67.6	59.8	66.0
15552600	4290	170.8	98.2	62.5	104.0	65.0	62.3	60.5	63.0
15575000	4367	242.3	123.4	33.2	105.8	75.0	67.5	60.7	67.3
15552700	5788	274.1	134.7	72.3	143.0	73.8	66.0	63.2	66.1
15430000	8300	430.3	193.8	24.1	164.6	80.8	69.7	58.7	69.5
15556010	9587	382.1	177.9	95.6	179.4	81.0	68.0	64.0	68.2
15558000	10065	409.2	185.8	84.8	197.2	86.6	80.0	75.0	80.2
15550000	12542	773.3	325.1	66.6	390.7	175.0	117.0	76.0	123.0
15460012	14959	797.5	347.8	84.5	290.9	112.7	106.5	92.6	104.9
15559000	16027	687.0	329.3	152.2	341.9	128.7	125.5	121.6	125.6
15820000	23443	1070.4	386.1	144.3	528.6	167.0	154.0	153.0	160.0
15560000	32816	1476.0	600.7	216.3	619.1	251.0	242.3	233.7	242.3
17120000	36913	1135.5	807.6	447.5	772.4	221.0	217.6	213.0	217.0
12500000	38537	1851.8	1016.4	220.8	1066.3	202.5	171.0	142.5	171.5
17280000	39000	1472.5	824.2	417.5	959.3	248.0	235.0	218.9	239.4
17300000	40970	1490.7	858.2	459.5	977.2	214.0	203.8	195.0	204.2
15580000	60068	3025.6	1452.8	390.4	1097.0	296.0	288.5	279.6	286.5
17340000	64650	2157.6	1094.5	504.2	1230.9	402.5	394.7	389.7	395.3

Figura 19 – Log da largura média do canal (m) como função da área de drenagem das 23 estações fluviométricas da ANA, para os períodos hidrológicos: (a) cheia, (b) vazante, (c) seca e (d) enchente

Como a maioria das bacias dos rios de 3ª ordem, e algumas de 4ª ordem, possuem áreas de drenagem menores que 298 km² e, portanto, ficam fora da área das regressões realizadas para as estações da ANA, foi também estabelecida uma regressão direta entre área de drenagem e largura do canal para 5 pontos com área de drenagem menores que este valor, sendo três pontos em igarapés localizados na fazenda Nova Vida - RO, um ponto no rio Comemoração e um ponto no rio Pimenta Bueno (Krusche⁴), além da estação da ANA com área de drenagem de 298 km². Para estes dados, só foi possível estabelecer as relações para os períodos de cheia e seca, uma vez que só tínhamos dados para estes dois períodos. A Figura 20 apresenta as regressões estabelecidas para estes pontos.

Figura 20 – Largura do canal, como função da área de drenagem para bacias com áreas até 298 km²

Para verificar a acurácia do modelo foi aplicado o teste estatístico T para amostras independentes, comparando larguras calculadas com larguras medidas no campo. Foram utilizados 24 pontos, sendo que 13 destes pontos possuem dados para os períodos de cheia (março de 2001) e de seca (julho de 2001) e 11 pontos para o período

⁴ KRUSCHE, A. V. (Laboratório de Ecologia Isotópica, CENA-USP, Piracicaba). Comunicação pessoal, 2004

de enchente (dezembro de 2004), totalizando assim 37 observações. A um coeficiente de confiança de 95%, os dados não apresentaram diferenças significativas ($p=0,77$), ou seja, as larguras calculadas não foram consideradas estatisticamente diferentes às medidas em campo.

4.4.2 Divisão da bacia de drenagem do rio Ji-Paraná

A partir da rede de drenagem da bacia do rio Ji-Paraná (Figura 21-a) e utilizando mapas digitais e o modelo digital de elevação do terreno desta bacia e as extensões Spatial Analyst e Hydrological Modeling do programa ArcGIS, foram delimitadas 288 bacias de rios de 3ª ordem (Figura 21-b), 56 bacias de rios de 4ª ordem (Figura 21-c), 13 bacias de rios de 5ª ordem (Figura 21-d), três bacias de rios de 6ª ordem (Figura 22-a) e uma para o rio de 7ª ordem (Figura 22-b). As bacias dos rios de 5ª a 7ª ordem foram subdivididas, para calcular a largura média do canal do rio nos diferentes trechos ao longo de seu percurso.

A partir das áreas calculadas para as bacias dos rios de 3ª a 7ª ordem, e das equações estabelecidas pelas regressões entre área de drenagem e largura do canal para as estações da ANA (Figura 19), foram calculadas as áreas superficiais destes rios para os quatro períodos hidrológicos. Para as bacias com área de drenagem menor que 298 km², como só tínhamos as regressões para os períodos de cheia e seca, admitimos a área superficial calculada para estes períodos correspondendo a 6 meses cada um, a fim de completar o balanço anual do fluxo de CO₂. A Tabela 6 apresenta a somatória das áreas superficiais, divididas segundo o período hidrológico, e dos comprimentos dos canais dos rios de 3ª a 7ª ordem.

Figura 21– Divisão da rede de drenagem da bacia do rio Ji-Paraná: (a) rios de 3ª a 7ª ordem, (b) bacias dos rios de 3ª ordem, (c) bacias dos rios de 4ª ordem e, (d) bacias, e suas sub-divisões, dos rios de 5ª ordem

Figura 22– Divisão da bacia de drenagem do rio Ji-Paraná: (a) bacias dos rios de 6ª ordem e (b) bacia do rio de 7ª ordem

Tabela 6. Área superficial e comprimento do canal dos rios de 3ª a 7ª ordem da bacia do rio Ji-Paraná, para os diferentes períodos hidrológicos

ordem dos rios	n	área superficial total (km ²)				comprimento total dos canais (km)
		cheia	vazante	seca	enchente	
3ª e 4ª *	284	48,3	48,3**	36,7	36,7**	3.240,5
3ª	15	17,6	15,8	13,5	15,5	478,3
4ª	45	69,8	62,5	53,7	61,3	1.717,3
5ª	13	37,8	33,7	29,1	33,2	772,5
6ª	3	72,0	67,0	58,1	65,2	485,8
7ª	1	138,4	141,9	119,4	131,3	431,5
total		383,9	369,2	310,5	343,2	7.125,9

* rios de 3ª e 4ª ordens com áreas de drenagem menores que 298 km²

** os valores de cheia e seca foram utilizados, respectivamente, para os períodos de vazante e enchente para compor o balanço anual

4.5 Extrapolação dos dados de concentração de CO₂ para todos os rios

Para os rios que não possuímos dados de concentração de CO₂, o fluxo de CO₂ foi calculado a partir de concentrações estimadas através da regressão entre a concentração de CO₂ e o valor da capacidade de troca catiônica (CTC) média dos solos da área de drenagem dos pontos amostrados. Para o cálculo da CTC média dos pontos amostrados, assim como para as bacias delimitadas para os rios de 3ª a 7ª ordem, foram utilizados o mapa digital de CTC da bacia do Ji-Paraná, fornecido pelo Laboratório de Geoprocessamento do CENA (Figura 23), e o programa ARC-GIS. Assim, através da CTC calculada para as áreas de drenagem destes rios, foi possível estabelecer uma concentração média esperada para o CO₂. A Tabela 7 apresenta as equações derivadas destas regressões. Apesar dos valores de R² serem baixos, principalmente para o período de seca, os coeficientes foram estatisticamente significativos (p<0,05).

Tabela 7. Equações derivadas das regressões entre concentração de CO₂ (μM) e CTC (cMolc kg⁻¹) dos pontos amostrados

Período	n	R ²	p	Equação
CHEIA	32	0,47	0,000	$\log [\text{CO}_2] = 1.547 + 0.172 \cdot \text{CTC}$
VAZANTE	18	0,44	0,003	$\log [\text{CO}_2] = 1.64 + 0.117 \cdot \text{CTC}$
SECA	33	0,18	0,01	$\log [\text{CO}_2] = 1.367 + 0.123 \cdot \text{CTC}$
ENCHENTE	18	0,63	0,000	$\log [\text{CO}_2] = 1.365 + 0.216 \cdot \text{CTC}$

Figura 23: Mapa de capacidade de troca de cátions (CTC) da bacia do Ji-Paraná (descontando a área de drenagem do rio Preto). Fonte: Laboratório de Geoprocessamento do CENA – USP

4.6 Balanço anual dos fluxos de carbono

A partir dos dados de fluxos de CO₂, calculados utilizando dois valores de k_{600} , e do cálculo da área superficial dos rios de 3ª a 7ª ordem, foi possível fazer uma estimativa de quanto CO₂ os rios da bacia do rio Ji-Paraná (descontando a área do rio Preto e os igarapés de 1ª e 2ª ordem) estariam emitindo para a atmosfera. A faixa estimada é de 160,7 a 399,1 Gg C ano⁻¹, valores correspondentes aos cálculos com k_{600} de 6,2 e 15,4 cm h⁻¹, respectivamente. Quanto à variabilidade sazonal, o fluxo calculado para o período da cheia foi de 69,4 a 172,5 Gg C, enquanto na seca foi de 15,5 a 38,4 Gg C. Portanto, o fluxo no período de cheia corresponderia à cerca de quatro vezes o fluxo no período de seca.

Com o objetivo de comparar as diferentes formas de carbono que estes rios estariam exportando, fizemos também uma estimativa de fluxo anual de carbono inorgânico dissolvido (CID), carbono orgânico dissolvido (COD) e das frações de carbono orgânico particulado fino em suspensão (CPF) e grosso em suspensão (CPG). Para estes cálculos, foram utilizados os dados de vazão da última estação fluviométrica da ANA na bacia (código 15580000), situada à jusante da cidade de Tabajara, próximo do ponto de coleta identificado como JIP-4. Assim, também para o fluxo evasivo, delimitamos a área de drenagem da bacia do Ji-Paraná até este ponto (Figura 24).

Apesar do número de dados destes parâmetros ser muito pequeno (CID n=11; COD n=11; CPF n=8; CPG n=8) para podermos avaliar com exatidão estes fluxos, os cálculos oferecem uma idéia de ordem de grandeza. A Figura 25 apresenta a estimativa da quantidade de C exportado nas formas de CID, COD, CPF, CPG e a evasão de CO₂ pela bacia do Ji-Paraná, delimitada até o ponto JIP-4, nos períodos de cheia, vazante, seca e enchente.

Na cheia, a quantidade de carbono exportado nas formas de CID, COD, CPF e CPG seria, respectivamente, de 67,2, 105,5, 22,6, e 8,0 Gg C. Enquanto que no período de seca, estes valores seriam, respectivamente, cerca de 5, 10, 24 e 17 vezes menores aos valores do período de cheia (Figura 25). O fluxo evasivo de CO₂ exportaria de 57,2 a 142 Gg C na cheia, enquanto que na seca este valor seria cerca de 4 vezes menor. Estas

Figura 24- Área delimitada para efeito de comparação dos fluxos de carbono (área de drenagem da bacia do rio Ji-Paraná até o ponto JIP-4)

diferenças sazonais no fluxo evasivo devem-se principalmente aos maiores valores de $p\text{CO}_2$ observados no período cheio (Figura 16), e também a maior área superficial dos rios neste período (cerca de 24% maior do que a área superficial no período seco, Tabela 6).

Figura 25- Estimativa da quantidade de C (valores em Gg C) exportado pela bacia do rio Ji-Paraná, até o ponto JIP-4, nas formas de CID, COD, CPF, CPG e evasão de CO₂ nos períodos de cheia, vazante, seca e enchente. Os valores de evasão de CO₂ se referem aos cálculos utilizando os coeficientes de troca gasosa de k_{600} de 6,2 cm h⁻¹ (a) e k_{600} de 15,4 cm h⁻¹ (b)

Segundo estas estimativas, no balanço anual, a bacia do Ji-Paraná, até o ponto JIP-4, exporta cerca de 121 Gg C ano⁻¹ na forma de CID, 185 Gg C ano⁻¹ na forma de COD, 20 Gg C ano⁻¹ como CPG e 45 Gg C ano⁻¹ como CPF (Figura 26). Portanto, a

quantidade total de carbono exportado pela descarga do rio seria de aproximadamente 370 Gg C ano⁻¹. Pelos cálculos de fluxo difusivo, esta área estaria exportando para a atmosfera de 127,6 a 317 Gg C ano⁻¹ (Figura 26).

Figura 26- Estimativa da quantidade de C exportado pela bacia do rio Ji-Paraná, até o ponto JIP-4, nas formas de CID, COD, CPF, CPG e evasão de CO₂. Os valores de evasão de CO₂ se referem aos cálculos utilizando os coeficientes de troca gasosa de k_{600} de 6,2 cm h⁻¹ (a) e k_{600} de 15,4 cm h⁻¹ (b)

Conforme discutido anteriormente, ao comparar os dados aqui calculados com as medidas de fluxos diretos em rios da Amazônia, os valores calculados com k_{600} de 15,4 cm h⁻¹, estariam mais próximos das taxas de fluxos encontradas nas medidas diretas. Desta forma, a quantidade de carbono exportado através do fluxo evasivo, a partir das águas superficiais dos rios de 3^a a 7^a ordem desta bacia, apresenta valores aproximadamente equivalentes aos valores de carbono exportados pela descarga do rio.

Porém, estes valores podem ser ainda maiores, uma vez que neste balanço não estão contabilizados os fluxos evasivos da imensa rede de drenagem formada pelos igarapés de 1^a e 2^a ordem. Cerca de 70% do comprimento total dos rios da rede de drenagem do rio Ji-Paraná é composto por estes pequenos igarapés.

Estudos realizados por Lehmann et al. (2005), em rios de 1ª ordem da Amazônia meridional (Juruena, MT), identificaram grandes fluxos de CO₂ dissolvido na interface terra-água devido aos altos valores de *p*CO₂ transportados pelas águas subterrâneas. Estes autores observaram também um rápido declínio nas concentrações de CO₂ dissolvido rio abaixo, sendo que grande parte do CO₂ dissolvido é evadido nos primeiros 10 metros logo após a nascente.

Portanto, os dados apresentados confirmam a importância dos fluxos evasivos no ciclo biogeoquímico do carbono nos sistemas fluviais da Amazônia, uma vez que a evasão de CO₂ a partir dos sistemas aquáticos é uma fonte significativa de C para atmosfera nos ambientes tropicais.

5 CONCLUSÃO

As variações espaciais da $p\text{CO}_2$ na água dos rios da bacia do Ji-Paraná estão estreitamente relacionadas à concentração de CID das mesmas que, por sua vez, apresentam uma forte correlação com a fertilidade e geologia dos solos. Sendo que:

- os maiores valores de $p\text{CO}_2$ e, conseqüentemente, um maior potencial de evasão de CO_2 para a atmosfera, ocorrem nos rios que drenam a região central da bacia, como o Rolim, Urupá, Jaru e o ponto 2 do rio Pimenta Bueno, onde predominam regiões de solos eutróficos e CTC maior. Pois, apesar dos valores de pH destes rios serem mais próximos da neutralidade, favorecendo que a maior parte do CID estivesse na forma de bicarbonato, a alta concentração de CID destes rios promovem elevados valores de $p\text{CO}_2$.

- os menores valores de $p\text{CO}_2$ foram observados nos rios que drenam regiões de solos distróficos, como o Comemoração, Pimenta Bueno no ponto 1 e Machadinho. Estes rios apresentaram as menores concentrações de CID da bacia e, apesar de parte do CID estar na forma de $p\text{CO}_2$ devido aos valores mais ácidos de pH, o potencial de evasão destes rios é menor, pois está limitado pela baixa concentração de CID.

Os rios desta bacia apresentam ainda uma variação sazonal na $p\text{CO}_2$, onde os maiores valores foram normalmente observados no período de cheia. Nos rios que drenam regiões de solos eutróficos esta variabilidade está relacionada aos valores mais ácidos de pH neste período. Nos rios que drenam regiões de solos distróficos, o aumento na $p\text{CO}_2$ no período de cheia está relacionado ao aumento da concentração de CID neste período. Apesar desta variabilidade sazonal, mesmo na seca, quando os valores de $p\text{CO}_2$ foram menores, os rios da bacia do Ji-Paraná apresentaram-se sempre supersaturados em CO_2 em relação à atmosfera, evidenciando que estes rios estão ativamente liberando CO_2 para a atmosfera.

O fluxo evasivo de CO_2 é dominado pelo ciclo sazonal da $p\text{CO}_2$ na água dos rios, determinando assim fluxos evasivos maiores no período de cheia. Os fluxos calculados apresentam altas taxas de evasão; alguns rios apresentam taxas semelhantes às determinadas em estudos de respiração do solo.

Apesar das incertezas quantitativas no balanço anual, os fluxos calculados indicam que os rios da bacia do Ji-Paraná estariam evadindo para a atmosfera quantidades de C equivalentes às transportadas pela descarga fluvial.

Tais resultados confirmam a necessidade de revermos o papel dos sistemas aquáticos no ciclo do carbono. Ao mesmo tempo, indicam a necessidade de efetuarem-se estudos mais detalhados dos diversos ambientes aquáticos que compõem o sistema fluvial da Amazônia, uma vez que a $p\text{CO}_2$ das águas e o coeficiente de troca gasosa, que determinam em grande parte a magnitude destes fluxos, apresentam grandes variabilidades espaciais e temporais.

ANEXOS

Tabela A. Concentrações medianas e amplitude de variação da temperatura, pH e CID, nos períodos de cheia e vazante

Rio	Ponto	n	cheia		vazante			
			Temp.(°C)	pH	CID (µM)	n	Temp.(°C)	pH
Canal principal								
Ji-Paraná	JIP-1	9	27,1 (25,9 - 28,6)	5,76 (5,14 - 6,49)	269,6 (198,1 - 307,3)	4	26,7 (25,8 - 28,0)	179,7 (171,9 - 242,7)
	JIP-A	1	27,4	6,74	408,2	*	*	*
	JIP-2	3	26,8 (25,9 - 27,7)	6,00 (5,60 - 6,29)	307,7 (305,9 - 375,9)	2	26,6 (26,1 - 27,0)	261,4 (224,1 - 298,6)
	JIP-3	3	27,5 (26,7 - 28,6)	6,79 (6,17 - 6,88)	338,9 (284,6 - 440,0)	1	26,6	330,9
	JIP-4	3	27,5 (26,7 - 29,0)	5,88 (5,78 - 6,04)	246,8 (233,0 - 255,9)	2	28,0 (27,5 - 28,5)	228,6 (192,2 - 265,0)
Tributários	JIP-5	2	28,1 (27,7 - 28,4)	5,96 (5,42 - 6,50)	222,1 (218,1 - 226,1)	2	28,4 (28,2 - 28,5)	209,1 (173,3 - 244,8)
	A.1	1	28,4	6,36	155,9	*	*	*
	A.A.1	1	25,6	6,98	549,6	*	*	*
	A.A.2	1	26,0	6,80	653,6	*	*	*
	B.1	1	27,2	6,86	745,7	*	*	*
Ig. Bamburro	B.2	1	25,1	7,20	1375,7	*	*	*
Comemoração	COM.1	3	25,1 (24,6 - 25,4)	5,11 (4,87 - 5,31)	37,3 (32,0 - 48,6)	2	23,4 (22,1 - 24,7)	53,2 (47,7 - 58,64)
	COM.A	1	24,6	5,70	36,6	*	*	*
	COM.B	1	26,4	6,19	46,0	*	*	*
	COM.2	3	26,8 (25,8 - 27,2)	5,72 (5,67 - 6,51)	100,7 (90,9 - 124,5)	2	25,6 (25,2 - 25,9)	93,6 (72,9 - 114,3)
Jarú	J.A	*	*	*	*	*	*	*
	J.B	1	28,8	6,84	440,2	*	*	*
	J.C	1	26,5	6,79	403,6	*	*	*
	J.1	3	28,0 (26,0 - 28,3)	6,70 (6,27 - 6,79)	434,6 (390,2 - 510,2)	1	26,4	447,3
Machadinho	Mach.A	1	27,0	5,56	161,3	*	*	*
	Mach	3	27,3 (26,3 - 27,7)	5,56 (5,32 - 6,21)	133,1 (127,7 - 143,7)	2	25,4 (25,1 - 25,6)	146,6 (128,8 - 164,3)
Pimenta Bueno	PB.1	3	24,4 (23,7 - 26,2)	5,05 (5,00 - 5,53)	40,1 (37,4 - 48,6)	2	23,7 (23,1 - 24,2)	56,1 (51,1 - 61,2)
	PB.A	1	26,8	6,15	255,5	*	*	*
	PB.B	1	27,7	6,90	365,9	*	*	*
	PB.C	1	27,0	6,67	287,7	*	*	*
Ig. Riachuelinho	PB.2	3	26,5 (26,1 - 27,6)	6,04 (6,00 - 6,89)	311,1 (305,5 - 379,1)	2	26,4 (26,0 - 26,8)	215,0 (71,3 - 358,6)
	RC.	1	28,4	6,38	315,7	*	*	*
Rolim	Rol. A	1	26,1	6,60	438,9	*	*	*
	Rol. 1	3	26,7 (26,5 - 28,3)	6,25 (6,07 - 6,74)	6624,8 (540,5 - 704,5)	1	23,5	456,1
Ig. Riozinho	RZ	1	28,3	6,98	299,3	*	*	*
	TAQ	*	*	*	*	*	*	*
Urupá	URU.1	13	24,8 (24,3 - 25,3)	6,03 (5,68 - 6,27)	77,7 (33,4 - 216,5)	9	24,6 (20,4 - 25,4)	111,5 (89,1 - 146,9)
	URU.2	12	25,8 (25,1 - 26,6)	6,46 (6,15 - 6,66)	179,4 (108,1 - 414,6)	9	26,0 (23,1 - 27,1)	290,5 (175,2 - 502,9)
	URU.3	13	25,3 (24,3 - 27,0)	6,27 (5,68 - 6,60)	275,0 (189,0 - 619,1)	9	25,7 (23,9 - 27,0)	366,1 (245,5 - 472,5)
	URU.4	12	26,9 (26,8 - 28,1)	6,74 (6,44 - 6,89)	381,3 (324,1 - 688,4)	9	28,0 (26,2 - 28,9)	463,9 (347,7 - 638,4)
	URU.5	12	27,2 (25,1 - 28,0)	6,87 (6,73 - 7,03)	403,6 (324,3 - 702,7)	9	28,1 (26,3 - 29,1)	511,1 (362,3 - 685,2)
	URU.6	22	27,1 (25,3 - 28,4)	6,78 (5,40 - 7,06)	409,7 (249,6 - 710,7)	13	28,0 (26,2 - 29,2)	485,9 (329,1 - 682,7)

Obs: n= número de amostras, * n=0

Tabela B. Médias calculadas das frações do sistema carbonato

Rio	Ponto	n	cheia			vazante					
			CO2 *(µM)	HCO3- (µM)	CO32- (µM)	PCO2 (µatm)	n	CO2 *(µM)	HCO3- (µM)	CO32- (µM)	PCO2 (µatm)
Canal principal Ji-Paraná	JIP-1	10	196,8 ± 56,0	63,4 ± 37,4	0,003 ± 0,01	6108,1 ± 1694,9	4	89,6 ± 43,2	103,8 ± 61,8	0,02 ± 0,03	2774,7 ± 1413,7
	JIP-A	1	115,9	292,20	0,080	3618,0	*	*	*	*	*
	JIP-2	3	230,4 ± 79,8	99,4 ± 44,1	0,003 ± 0,01	7067,8 ± 2424,0	2	103,8 ± 40,7	157,6 ± 93,4	0,04 ± 0,04	3176,7 ± 1296,0
	JIP-3	3	124,6 ± 67,8	229,8 ± 104,3	0,067 ± 0,06	3911,5 ± 2122,8	1	73,1	257,74	0,10	2233,1
	JIP-4	3	179,0 ± 19,3	66,2 ± 14,5	0,000 ± 0,00	5628,6 ± 509,6	2	95,1 ± 1,9	133,5 ± 53,4	0,02 ± 0,01	3014,1 ± 116,4
Tributários	JIP-5	2	143,2 ± 72,3	78,9 ± 78,0	0,010 ± 0,01	4560,0 ± 2353,9	2	126,9 ± 46,6	82,1 ± 3,9	0,01 ± 0,01	4054,7 ± 1468,2
	A.1	1	75,6	80,30	0,010	2421,3	*	*	*	*	*
	A.A.1	1	103,9	445,40	0,200	3091,8	*	*	*	*	*
	A.A.2	1	169,9	483,60	0,150	5110,0	*	*	*	*	*
	B.1	1	172,8	572,70	0,200	5363,9	*	*	*	*	*
Comemoração	B.2	1	170,3	1204,50	0,900	5001,3	*	*	*	*	*
	COM.1	3	37,3 ± 9,0	2,1 ± 0,6	0,000 ± 0,00	1078,2 ± 270,1	2	50,0 ± 11,5	3,1 ± 3,8	0,00 ± 0,00	1410,6 ± 394,5
	COM.A	1	30,0	6,70	0,000	868,3	*	*	*	*	*
	COM.B	1	27,0	19,0	0,000	821,1	*	*	*	*	*
	COM.2	3	73,5 ± 33,1	31,9 ± 19,6	0,003 ± 0,01	2234,2 ± 977,7	2	48,9 ± 17,0	44,7 ± 12,3	0,00 ± 0,00	1455,1 ± 523,7
Jarú	J.A	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	J.B	1	104,3	335,9	0,120	3373,0	*	*	*	*	*
	J.C	1	106,2	297,30	0,1	3238,2	*	*	*	*	*
	J.1	3	169,5 ± 92,2	275,4 ± 34,9	0,060 ± 0,04	5316,6 ± 2953,2	1	143,3	303,9	0,07	4356,8
Machadinho	Mach.A	1	138,4	22,9	0,000	4273,1	*	*	*	*	*
	Mach	3	105,4 ± 25,4	29,4 ± 24,1	0,000 ± 0,00	3260,8 ± 765,9	2	103,8 ± 19,1	42,7 ± 6,0	0,00 ± 0,00	3072,1 ± 594,5
Pimenta Bueno	PB.1	3	38,8 ± 3,3	3,3 ± 2,7	0,000 ± 0,00	1126,3 ± 78,5	2	43,3 ± 24,2	12,9 ± 17,1	0,00 ± 0,00	1229,2 ± 707,9
	PB.A	1	155,4	100,0	0,010	4775,5	*	*	*	*	*
	PB.B	1	78,6	287,2	0,110	2471,5	*	*	*	*	*
	PB.C	1	91,8	195,9	0,040	2833,8	*	*	*	*	*
Ig. Riachuelinho	PB.2	3	177,2 ± 96,9	154,7 ± 78,1	0,033 ± 0,05	5398,9 ± 2907,5	2	110,9 ± 124,6	104,1 ± 78,6	0,01 ± 0,00	3342,6 ± 3737,2
	RC.	1	149,4	166,2	0,020	4785,8	*	*	*	*	*
Rolim	Rol. A	1	156,8	282,0	0,050	4729,4	*	*	*	*	*
	Rol. 1	3	316,5 ± 142,3	306,7 ± 85,4	0,065 ± 0,05	9742,2 ± 4231,3	1	217,5	238,7	0,03	6111,8
Ig. Riozinho	RZ	1	55,2	244,0	0,120	1762,3	*	*	*	*	*
	TAQ	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Urupá	URU.1	13	59,4 ± 34,0	29,0 ± 17,7	0,000 ± 0,00	1730,6 ± 987,7	9	69,2 ± 10,9	47,2 ± 21,0	0,00 ± 0,00	1978,3 ± 335,7
	URU.2	13	101,1 ± 58,1	116,7 ± 52,2	0,020 ± 0,01	3016 ± 1711	9	98,2 ± 31,4	205,7 ± 69,5	0,05 ± 0,02	2929,9 ± 926,3
	URU.3	13	166,3 ± 52,4	145,0 ± 95,0	0,020 ± 0,02	4924 ± 1541	9	149,4 ± 66,9	216,4 ± 106,1	0,05 ± 0,05	4429,7 ± 1877,0
	URU.4	12	131,1 ± 64,8	291,7 ± 62,3	0,080 ± 0,02	4038 ± 1974	9	89,2 ± 25,4	382,2 ± 99,9	0,21 ± 0,15	2815,3 ± 816,6
	URU.5	12	105,8 ± 44,1	339,5 ± 77,6	0,120 ± 0,03	3267 ± 1365	9	81,3 ± 24,5	442,3 ± 102,8	0,31 ± 0,21	2574,0 ± 785,9
	URU.6	22	180,6 ± 112,3	254,3 ± 142,0	0,080 ± 0,07	5570 ± 3462	13	108,0 ± 69,1	378,6 ± 146,1	0,27 ± 0,28	3417,9 ± 2201,8

Dados apresentados como médias ± desvio padrão, n= número de amostras, * n=0

Tabela B. Médias calculadas das frações do sistema carbonato

Rio	Ponto	n	seca				enchente				
			CO ₂ *(µM)	HCO ₃ -(µM)	CO ₃ 2-(µM)	PCO ₂ (µatm)	n	CO ₂ *(µM)	HCO ₃ -(µM)	CO ₃ 2-(µM)	PCO ₂ (µatm)
Ji-Paraná	JIP-1	8	35,4 ± 17,9	122,9 ± 38,5	0,06 ± 0,04	1128,1 ± 596,4	11	126,5 ± 55,7	57,1 ± 32,8	0,06 ± 0,01	3901,7 ± 1631,0
	JIP-A	1	34,3	222,4	0,15	1072,9	*	*	*	*	*
	JIP-2	2	24,9 ± 19,3	226,0 ± 32,2	0,29 ± 0,16	819,4 ± 619,9	2	99,1 ± 10,3	185,7 ± 14,6	0,04 ± 0,01	3209,2 ± 304,4
	JIP-3	2	23,5 ± 3,7	255,1 ± 19,4	0,31 ± 0,01	782,4 ± 121,2	2	79,7 ± 21,3	182,5 ± 33,2	0,05 ± 0,03	2614,8 ± 815,6
	JIP-4	2	25,3 ± 9,5	213,9 ± 14,7	0,22 ± 0,11	824,3 ± 346,4	2	92,6 ± 12,3	111,1 ± 23,4	0,02 ± 0,01	2973,2 ± 488,8
Tributários	JIP-5	1	18,7	200,0	0,24	644,8	2	139,6 ± 79,4	150,5 ± 19,4	0,02 ± 0,00	4595,7 ± 2755,7
	Anari	A.1	86,4	89,7	0,01	2501,2	*	*	*	*	*
	Anta Atrada	A.A.1	80,6	599,4	0,48	2515,0	*	*	*	*	*
	A.A.2	1	70,2	548,2	0,45	2094,2	*	*	*	*	*
	Ig. Bamburro	B.1	58,0	908,0	1,50	1745,8	*	*	*	*	*
Comemoração	B.2	1	145,7	1126,8	0,93	4475,5	*	*	*	*	*
	COM.1	2	26,7 ± 2,0	2,6 ± 1,9	0,000 ± 0,00	746,9 ± 98,9	2	27,5 ± 13,3	1,2 ± 1,1	0,00 ± 0,00	796,3 ± 391,1
	COM.A	1	19,3	1,0	0,00	533,5	*	*	*	*	*
	COM.B	1					*	*	*	*	*
	COM.2	2	21,8 ± 10,9	21,0 ± 7,1	0,000 ± 0,00	664,6 ± 316,6	2	37,6 ± 7,3	25,4 ± 3,6	0,00 ± 0,00	1172,0 ± 196,0
Jarú	J.A	1	66,0	454,6	0,34	2135,3	*	*	*	*	*
	J.B	1	111,0	762,1	0,56	3563,8	*	*	*	*	*
	J.C	1	118,9	423,9	0,16	3721,3	*	*	*	*	*
	J.1	2	46,7 ± 9,4	505,8 ± 33,77	0,62 ± 0,21	1514,3 ± 272,5	2	101,0 ± 14,6	320,5 ± 86,0	0,11 ± 0,04	3326,6 ± 585,3
	Machadinho	Mach.A	1	154,2	29,3	0,00	4737,3	*	*	*	*
Pimenta Bueno	Mach	1	50,6	124,4	0,03	1658,9	3	87,0 ± 35,6	45,0 ± 18,6	0,00 ± 0,01	2661,1 ± 1119,3
	PB.1	2	21,8 ± 3,9	5,0 ± 1,1	0,00 ± 0,00	619,0 ± 74,6	2	23,5 ± 8,5	3,3 ± 3,0	0,00 ± 0,00	685,3 ± 278,3
	PB.A	1	49,0	112,8	0,03	1460,6	*	*	*	*	*
	PB.B	1	49,6	262,8	0,15	1491,2	*	*	*	*	*
	PB.C	1	42,8	207,1	0,11	1288,3	*	*	*	*	*
Ig. Riachuelinhc	PB.2	2	36,1 ± 5,8	219,7 ± 32,7	0,14 ± 0,01	1113,6 ± 107,8	2	78,6 ± 7,5	145,8 ± 23,2	0,03 ± 0,01	2460,2 ± 321,0
	RC.	1	85,9	283,4	0,10	2785,1	*	*	*	*	*
	Rol. A	1	63,1	731,7	0,90	1897,8	*	*	*	*	*
	Rol. 1	1	57,4	488,32	0,44	1689,0	2	237,2 ± 119,4	373,1 ± 118,5	0,09 ± 0,08	7524,4 ± 3740,1
	Ig. Riozinho	RZ	1	70,8	330,2	0,16	2072,3	*	*	*	*
Taquifone	TAQ	1	79,6	365,0	0,18	2483,0	*	*	*	*	*
	URU.1	9	70,4 ± 23,7	58,4 ± 25,2	0,01 ± 0,01	2013,8 ± 687,7	19	73,2 ± 33,0	54,1 ± 17,0	0,01 ± 0,01	2146,3 ± 968,7
	URU.2	11	94,6 ± 50,8	281,7 ± 54,4	0,11 ± 0,04	2952,8 ± 1616,4	19	110,3 ± 53,8	206,4 ± 57,1	0,05 ± 0,04	3397,1 ± 1686,1
	URU.3	10	200,9 ± 147,6	320,7 ± 85,2	0,14 ± 0,14	6065,0 ± 4367,6	19	186,7 ± 62,1	258,3 ± 81,3	0,05 ± 0,60	5626,3 ± 1840,7
	URU.4	10	90,3 ± 67,4	537,4 ± 83,8	0,63 ± 0,55	2991,0 ± 2288,1	18	146,9 ± 86,9	411,3 ± 92,2	0,17 ± 0,10	4676,2 ± 2772,2
Urupá	URU.5	9	55,9 ± 46,8	623,1 ± 78,2	1,17 ± 0,68	1907,9 ± 1653,5	19	111,4 ± 70,5	453,1 ± 102,1	0,27 ± 0,16	3573,9 ± 2273,2
	URU.6	18	166,5 ± 173,8	576,5 ± 155,3	0,80 ± 0,81	5340 ± 5485	30	193,1 ± 144,7	368,7 ± 157,7	0,20 ± 0,21	6096,0 ± 4502,3

Dados apresentados como médias ± desvio padrão, n= número de amostras, * n=0

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA. **Banco de dados**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br>>. Acesso em: 30 nov. 2004.
- BALLESTER, M.V.R.; VICTORIA, D.C.; KRUSCHE, A.V.; COBURN, R.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E.; LOGSDON, M.G.; MAYORGA, E.; MATRICARDI, E. A remote sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Paraná river basin (Western Amazônia). **Remote Sensing of Environment**, v.87, n.4, p.429-445, 2003.
- BASTOS, T.X.; DINIZ, T.D.A.S. **Avaliação do clima do Estado de Rondônia para desenvolvimento agrícola**. Belém: EMBRAPA, CPATU, 1982. (Boletim de Pesquisa, 44).
- BROECKER, W.S.; PENG, T.H. Gas exchange rates between air and sea. **Tellus**, v.26, p.21-35, 1974.
- BUHL, D.; NEUSER, R.D.; RICHTER, D.K.; RIEDEL, D.; ROBERTS, B.; STRAUSS, H.; VEIZER, J. Nature e nature: environmental isotope story of the river Rhine. **Naturwissenschaften**, v.78, p.337-346, 1991.
- CASTELLANOS, A.B. Balanço de nitrogênio em microbacias pareadas (floresta vs pastagem) no estado de Rondônia. Piracicaba, 2005. 69p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- CLARK, J.F.; WANNINKOF, R.; SCHLOSSER, P.; SIMPSON, H.J. Gas exchange rates in the tidal Hudson river using a dual tracer technique. **Tellus**, v.46B, p.274-285, 1994.
- COGO, M. O papel dos sedimentos em suspensão no metabolismo de rios de micro e meso escala no estado de Rondônia. Piracicaba, 2005. 61p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- COLE, J.J.; CARACO, N.F.; KLING, G.W.; KRATZ, T.K. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. **Science**, v.265, p.1568-1570, 1994.

- COLE, J.J.; CARACO, N.F. Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. **Marine Freshwater Research**, v. 52, p. 101-110, 2001.
- CRUSIUS, J.; WANNINKHOF, R. Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake. **Limnology Oceanographic**, v. 48 n. 3, p. 1010-1017, 2003.
- DEGENS, E.T.; KEMPE, S.; RICHEY, J.E. **Biogeochemistry of major world rivers**. Chichester: Willey & Sons, 1991. p. 323-397: Summary.
- DEVOL, A.H.; HEDGES, J.I. Organic matter and nutrients in the mainstem Amazon river. In: MCCLAIN, M.E.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E. (Ed.) **The biogeochemistry of the Amazon basin**. New York: Oxford University Press, 2001. p.275-306.
- DEVOL, A.H.; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; MARTINELLI, L.A.. The role of gas exchange in the inorganic carbon, oxygen and ²²²Rn budgets of the Amazon River. **Limnology Oceanographic**, v. 32, n. 1, p. 235-248, 1987.
- DREVER, J.I. **The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments**. 3.ed. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1997. p. 41-68: The carbonate system and pH control.
- FINLAYSON, D.P.; MONTGOMERY, D.R. Modeling large-scale fluvial erosion in geographic information systems. **Geomorphology**, v.53, p.147-164, 2003.
- GAO, W.; KAMPE, S. The Chanjiang: its long-term changes in *p*CO₂ and carbonate mineral saturation. In: DEGENS, E.T. et al. (Ed.). **Transport of carbon and minerals in major world rivers**, part.4, v.64. Mitt. Geol.-Palaont. Inst., Univ. Hamburg, 1987, p. 207-216.
- GRACE, J.; MALHI, Y. Carbon dioxide goes with the flow. **Nature**, v.416, p. 594-595, 2002.
- GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A.C.; MEIR, P.; MIRANDA H.S.; NOBRE, C.; MONCRIEFF, J.; MASSHEDER, J.; MALHI, Y.; WRIGHT, I.; GASH, J. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonian, 1992 to 1993. **Science**, v. 270, n. 5237, p. 778-780, 1995.
- HANADA, L.C. Mudanças no uso e cobertura do solo na fronteira agrícola da Amazônia Ocidental, Bacia do Ji-Paraná – Rondônia. Piracicaba, 2004. 74 p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

- HOPE, D.; PALMER, S.M.; BILLETT, M.F.; DAWSON, J.J.D. Carbon dioxide and methane evasion from a temperate peatland stream. **Limnology and Oceanography**, v. 46, n. 4, p. 847-857, 2001.
- HOPE, D.; PALMER, S.M.; BILLETT, M.F.; DAWSON, J.J.D. Variations in dissolved CO₂ and CH₄ in a first-order stream and catchment: an investigation of soil-stream linkages. **Hydrological Processes**, v. 18, p. 3255-3275, 2004.
- HOUGHTON, R.A. A new estimate of global sources and sinks of carbon from land-use change. **EOS**, n. 81, S281, 2000.
- HOUGHTON, R.A. Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? **Global Change Biology**, v. 9, p. 500-509, 2003.
- KEELING, C.D.; WHORF, T.P. **Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network**. Oak Ridge: US Department of Energy, 2004. Disponível em: <http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/sio-mlo.htm>. Acesso em 5 jun.2005.
- KNIGHTON, A.D. Downstream variation in stream power. **Geomorphology**, v.29, p.293-306, 1999.
- LEHMANN, J.; JOHNSON, M.; COUTO, E.; RIHA, S.; RODRIGUES, L.C.M.; ABDON, M. Carbon biogeochemistry and hydrology from terrestrial to aquatic systems. In: CONFERÊNCIA CIENTÍFICA DO LBA, Brasília, 2004. Disponível em: http://daac.ornl.gov/lba_eco_mtg/III_LBA_scientific_Conf_2004/10.7_Johannes_Lehmann.English.mpg. Acesso em: 11 abr. 2005.
- LEITE, N.K. A biogeoquímica do Rio Ji-Paraná, Rondônia. Piracicaba, 2005. 44 p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- LISS, P.S. Process of gas exchange across an air-water interface. **Deep-Sea Research**, v. 20, p. 221-238, 1973.
- LISS, P.S.; SLATER, P.G. Flux of gases across the air-sea interface. **Nature**, v. 247, p. 181-184, 1974.
- MACINTYRE, S.; WANNINKHOF, R.; CHANTON, J.P. Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: MATTSON, P.A.; HARRIS, R.C. **Biogenic trace gases measuring emissions from soil and water**. New York: Blackwell Science, 1995. p.53-97.
- MALHI, Y.; GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. **Trends in Ecology & Evolution**, v. 15, n. 8, p. 332-337, 2000.

- MALHI, Y.; NOBRE, A.D.; GRACE, J. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rainforest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 593-631, 1998.
- MILLER, S.D.; GOULDEN, M.L.; MENTON, M.C.; ROCHA, H.R.; FREITAS, H.C.; FIGUEIRA, A.M.S.; SOUZA, C.A.D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications Supplement** v.14, n.4, p.114-126, 2004.
- NEMANI, R.R.; KEELING, C.D.; HASHIMOTO, H.; JOLLY, W.M.; PIPER, S.C.; TUCKER, C.J.; MYNENI, R.B.; RUNNING, S.W. Climate driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. **Science**, v.300, p.1560-1563, 2003.
- OCAMPO-TORRES, F.J.; DONELAN, M.A. Laboratory measurements of mass transfer of carbon dioxide and water vapour for smooth and rough flow conditions. **Tellus**, v.46B, p.16-32, 1994.
- PINET, P.; SOURIAU, M. Continental erosion and large-scale relief. **Tectonics**, v.7, n.3, p.563-582, 1988.
- PLATTNER, G.K.; JOOS, F.; STOCKER, T.F. Revision of the global carbon budget due to changing air-sea oxygen fluxes. **Global Biogeochemical Cycles**, v.16, n.4, p.1096, 2002.
- PRENTICE, I.C.; FARQUHAR, G.D.; FASHAM, M.J.R. et al. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: HOUGHTON, J.T (ed). **Climate Change 2001: the Scientific basis**. Cambridge University Press, Cambridge, 2001, p.183-237.
- RANDOW, C.V.; MANZI, A.O.; KRUIJT, B. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonian. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, p.5-26, 2004.
- RAYMOND, P.A.; COLE, J.J. Gas exchange in rivers and estuaries: choosing a gas transfer velocity. **Estuaries**, v.24, n.2, p.312-317, 2001.
- RAYMOND, P.A.; CARACO, N.F.; COLE, J.J. Carbon dioxide concentration and atmospheric flux in the Hudson river. **Estuaries**, v.20, n.2, p.381-390, 1997.
- RAYMOND, P.A.; BAUER, J.E.; COLE, J.J. Atmospheric CO₂ evasion, dissolved inorganic carbon production, and net heterotrophy in the York River estuary. **Limnological Oceanography**, v.45, n.8, p.1707-1717, 2000.

- RICHEY, J.E.; WOFSY, S.C.; VICTORIA, R.; RIBEIRO, M.N.G. Biogenic gases and the oxidation and reduction of carbon in Amazon River and floodplain waters. **Limnology and Oceanographic**, v.33, p.551-561, 1988.
- RICHEY, J.E.; MELACK, J.M.; AUFDENKAMPE, A.K.; BALLESTER, V.M.; HESS, L. From water to the atmosphere: carbon dioxide evasion from the Amazon River system. **Nature**, v.416, p.617-620, 2002.
- SALESKA, S.R.; MILLER, S.D.; MATROSS, D.M. Carbon in Amazon forest: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, v.302, p.1554-1557, 2003.
- SALIMON, C.I. Respiração do solo sob florestas e pastagens na Amazônia sul-ocidental, Acre. Piracicaba, 2003. 97 p. Tese (Doutorado). Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo.
- SEBACHER, D.I.; HARRISS, R.C.; BARTLETT, K.B. Methane flux across the air-water interface: air velocity effects. **Tellus**, v.35B, p.103-109, 1983.
- SCHIMEL, D.S.; HOUSE, J.I.; HIBBARD, K.A. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. **Nature**, v.414, n.6860, p.169-172, 2001.
- SKIRROW, G. The dissolved gases – carbon dioxide. In: RILEY, J.P.; SKIRROW, G. (Ed.) **Chemical oceanography**. 2.ed. London: Academic Press, 1975. p.1-192.
- STUMM, W.; MORGAN, J.J. **Aquatic chemistry**: chemical equilibria and rates in natural waters. New York; John Wiley & Sons, 1996. 1022p.
- SZARAN, J. Carbon isotope fractionation between dissolved and gaseous carbon dioxide. **Chemical Geology**, v.150, p.331-337, 1998.
- TELMER, K.; VEIZER, J. Carbon fluxes, $p\text{CO}_2$ and substrate weathering in a large northern river basin, Canada: carbon isotope perspectives. **Chemical Geology**, v.159, p.61-86, 1999.
- WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.97C, n.5, p.7373-7382, 1992.
- WANNINKHOF, R.; KNOX, M. Chemical enhancement of CO_2 exchange in natural waters. **Limnology and Oceanographic**, v.41, n.4, p.689-697, 1996.