

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CAMPUS DE RIO CLARO

**Estimativa de emissão de carbono por difusão de CO₂ e CH₄ na
Bacia do Ji-Paraná**

BEATRIZ MACHADO GOMES

Rio Claro (SP)

2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CAMPUS DE RIO CLARO

**Estimativa de emissão de carbono por difusão de CO₂ e CH₄ na
Bacia do Ji-Paraná**

BEATRIZ MACHADO GOMES

ORIENTADOR: CHANG HUNG KIANG

Tese de Doutorado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências e Meio Ambiente para
obtenção do título de Doutor em
Geociências e Meio Ambiente.

Rio Claro (SP)

2009

551.9 Gomes, Beatriz Machado.
G633e Estimativa de emissão de carbono por difusão de CO₂ e
CH₄ na bacia Ji-Paraná / Beatriz Machado Gomes. – Rio
Claro: [s.n.], 2009
85 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Geoquímica. 2. Biogeoquímica. 3. Dióxido de carbono.
4. Metano. 5. Gás estufa. 6. Difusão aquática. 7. Carbono. 8.
Coeficiente troca gasosa. I. Título.

Comissão Examinadora

Dr. Chang Hung Kiang

Dr. Amauri Antonio Menegário

Dr. Alex Vladmir Krusche

Dr. Ene Glória da Silveira

Dr. Roberto Naves Domingos

Beatriz Machado Gomes

Rio Claro, 17 de julho de 2009.

Resultado: Aprovada

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos,

Ao Dr Chang Hung Kiang pela orientação, apoio e confiança.

Ao Dr. Alex Vladmir Krusche e Dr. Roberto Naves Domingo, pelas orientações sugeridas quando da etapa da qualificação.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES.

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq.

A Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo - FAPESP

A Universidade Estadual Paulista e Universidade Federal de Rondônia pela oportunidade de realizar o curso.

Ao Laboratório de Ecologia Isotópica do CENA/USP pelo apoio disponibilizado.

Ao Projeto LBA pelo apoio financeiro.

Aos Técnicos de Laboratório, Alexandra Montebello, Gustavo Golbet, pela atenção dispensada e pelas análises químicas.

Ao Laboratório de Estudo de Bacias – LEBAC/UNESP.

A Maria de Fátima Raser, pela prestimosa colaboração.

Aos amigos e bolsistas Fabiano Alves de Deus, Claudenir da Silva Rabelo, Reginaldo Felix da Silva, Laffert Gomes da Silva, Frederico Teófilo pela amizade e importante colaboração na execução das atividades de campo.

A amiga de percurso Eleonice Dal Magro e demais companheiros.

A todos demais que inadvertidamente não os tenha citado, mas que contribuíram para conclusão deste trabalho.

RESUMO

O objeto de estudo é a estimativa de fluxo de CO₂ e CH₄ em ambiente aquático, quantificado por medidas diretas com câmara flutuante para o dióxido de carbono e da pressão parcial do CO₂ e CH₄ (PCO₂ e PCH₄). A área de estudo localiza-se na Bacia do Ji-Paraná, integrante da Região Hidrográfica do rio Madeira – RO. A amostragem foi mensal, de maio 2006 a fevereiro 2008. Através da amostragem com câmara flutuante foi possível calcular o coeficiente de troca gasosa (K), expresso como K₆₀₀, para todos os rios amostrados, cuja média geral foi de 23,5 ± 8,5 cm h⁻¹ para o CO₂ e 28,8 ± 10,4 cm h⁻¹ para CH₄. Os valores estimados para fluxo de CO₂ com a câmara foram de 1.845,1 mg C m⁻² d⁻¹, por equilíbrio trocas gasosas de 1.690,1 mg C m⁻² d⁻¹ para CO₂ e de 24,3 mg C m⁻² d⁻¹ para CH₄. O período seco apresentou menor fluxo de CO₂ em relação à cheia. Para CH₄ o fluxo apresentou variabilidade temporal. Os resultados evidenciam que a emissão de gases pelo sistema aquático é um importante integrante do ciclo do carbono e que o fluxo de CO₂ esta relacionado ao comportamento hidrológico sazonal característico para a Amazônia.

Palavras chave: Dióxido de carbono, metano, gás estufa, difusão aquática, carbono, coeficiente troca gasosa.

ABSTRACT

The object of study is the estimated of the CO₂ and CH₄ flow in the aquatic environment, quantified by direct measurements with floating chamber for carbon dioxide and partial pressure of CO₂ and CH₄ (PCO₂ and PCH₄). The study area is located at Ji-Parana River Basin, constituent of the Madeira river basin. Sampling was monthly, from May 2006 to February 2008. By the floating chamber sampling it was possible to calculate the gas exchange coefficient (K), expressed as K₆₀₀, for all the rivers sampled, whose overall average was $23,5 \pm 8,5 \text{ cm h}^{-1}$ for CO₂ and $28,8 \pm 10,4 \text{ cm h}^{-1}$ for CH₄. The estimated values for CO₂ flow using the chamber were $1.845,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, for gas exchange balance of $1.690,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ for CO₂ and $24,3 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ for CH₄. The drought had lower flow of CO₂ in relation to the flood period. CH₄ flow presented the temporal variability. The results show that the gas emission by the water system is an important part of the carbon cycle, and the CO₂ flow is related to an Amazon characteristic seasonal hydrological behavior.

Key-words: Carbon dioxide, methane, greenhouse gases, diffusive flux, carbon, gas transfer velocity.

LISTA DE FIGURAS

Página

Figura 01. Contribuição individual de fontes antropogênicas de emissão de CH ₄	17
Figura 02. Contribuição individual de fontes naturais de emissão de CH ₄	17
Figura 03. Seqüência metabólica do processo anaeróbio.	22
Figura 04. Esquema de troca gasosa entre água e ar.	24
Figura 05. Temperatura e Precipitação.	30
Figura 06. Mapa de solos da Bacia do Ji-Paraná, adaptado.	33
Figura 07. Mapa de uso do solo da Bacia do Ji-Paraná.	34
Figura 08. Variação temporal da vazão média mensal dos rios amostrados.	37
Figura 09. Bacia do Ji-Paraná e pontos de coletas	38
Figura 10. Amostragem de gases sistema equilíbrio trocas gasosas – ‘headspace’.	42
Figura 11. Desenho esquemático da câmara flutuante.	43
Figura 12. Amostragem de CO ₂ no sistema de câmara flutuante.	44
Figura 13. Gráfico do fluxo CO ₂ amostrado com câmara flutuante.	45
Figura 14. Organograma geral das etapas do trabalho.	46
Figura 15. Gráfico da distribuição amostral para CID.....	53
Figura 16. Gráfico da distribuição amostral para PCO ₂	58
Figura 17. Diagrama Unifilar para a Bacia do Ji-Paraná.	59
Figura 18. Gráfico da distribuição amostral para fluxo CO ₂ calculado.	66
Figura 19. Gráfico da distribuição amostral para fluxo CO ₂ medido com a câmara.	67
Figura 20. Gráfico do fluxo CO ₂ , calculado e com a câmara para pontos COM2 e PB2.	70

Figura 21. Gráfico do fluxo CO ₂ , calculado e com a câmara para pontos JIP1 e JIP2.	71
Figura 22. Gráfico do fluxo CO ₂ , calculado e com a câmara para pontos URU e MAD.	72
Figura 23. Gráfico da distribuição amostral para fluxo CH ₄	73
Figura 24. Gráfico do fluxo CH ₄ para os pontos COM2, PB2, JIP1 E JIP2.	76
Figura 25. Gráfico do fluxo CH ₄ para os pontos URU e MAD.	77

Tabela 01. Valores de K na literatura.....	26
Tabela 02. Desmatamento do estado e municípios.	32
Tabela 03. Localização das estações fluviométricas relacionadas aos pontos de coleta.	36
Tabela 04. Valores de condutividade ($\mu\text{S cm}^{-1}$) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$).	51
Tabela 05. Valores de pH, mínimo e máximo.	54
Tabela 06. Valores das frações do sistema carbonato, pontos COM2 e PB2.	55
Tabela 07. Valores das frações do sistema carbonato, pontos JIP1 e JIP2.	56
Tabela 08. Valores das frações do sistema carbonato, pontos URU e MAD.	57
Tabela 09. Valores médios K_{CO_2} expresso como K_{600} , velocidade do vento e temperatura da água para pontos COM2, PB2 e JIP1.	60
Tabela 10. Valores médios K_{CO_2} expresso como K_{600} , velocidade do vento e temperatura da água para pontos JIP2, URU, MAD.	61
Tabela 11. Valor médio de K_{600} por ponto amostragem	62
Tabela 12. Valores médios de K_{CH_4} , expressos como K_{600}	63
Tabela 13. Valores médios para Fluxo CO_2 ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) calculado.	65
Tabela 14. Valores médios para Fluxo CO_2 ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) com a câmara flutuante.	68
Tabela 15. Valores médios para Fluxo CH_4 ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) calculados	75

SUMÁRIO

	Página
1. INTRODUÇÃO.....	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1. Gases do efeito estufa intensificado	14
2.2. Fontes de emissões de CH ₄ e CO ₂	16
2.3. Sumidouro	19
2.4. Sistema aquático e emissão de CO ₂ e CH ₄	20
2.4.1. Processos aeróbio e anaeróbio	21
2.5. Processo de trocas gasosas	23
2.6. Sistema carbonato em meio aquático	26
3. OBJETIVO.....	28
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	29
4.1. Vegetação e Clima	29
4.2. Solos	30
4.3. Uso e ocupação	32
4.4. Hidrografia.....	35
4.4.1. Regime hidrológico.....	36
4.5. Biogeoquímica da Bacia do Ji-Paraná.....	39
5. MATERIAIS E MÉTODOS	41
5.1. Método de amostragem.....	37
5.1.1. Parâmetros físicos-químico	41
5.1.2. Equilíbrio troca gasosa – ‘headspace’	42
5.1.3. Parâmetros das condições atmosféricas	43
5.1.4. Câmara flutuante	43

6. MÉTODOS ANALÍTICOS	47
6.1. Concentração de CO₂ e CH₄	47
6.2. Cálculo do fluxo difusivo de CO₂ e CH₄	47
6.3. Coeficiente de troca gasosa – K	48
6.4. Análise estatística	49
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO	50
7.1. Temperatura e condutividade.....	50
7.2. pH, CID e PCO₂	52
7.3. Valor de K600 para CO₂ e CH₄.....	59
7.4. Fluxo CO₂ calculado.....	49
7.5. Fluxo CO₂ medido com Câmara Flutuante.....	66
7.6. Sazonalidade e fluxo de CO₂ e CH₄	67
7.7. Fluxo de CH₄	73
7.8. Comparação entre métodos	78
8. CONCLUSÃO	79
9. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA.....	80

1. INTRODUÇÃO

Diversas atividades atualmente exercidas pelo homem liberam poluentes para atmosfera, rios e solo, e dentre estes os gases dióxido de carbono (CO_2) e metano (CH_4) têm importância em por intensificarem o fenômeno do efeito estufa. Juntamente com o vapor de água, estes gases apresentam a capacidade de absorver luz Infravermelha térmica (IR) e reemitir-la em todas as direções e de modo aleatório. Ações de queima de combustível fóssil, mudanças de uso da terra e demais ações antropogênicas têm aumentado a concentração na atmosfera do dióxido de carbono (CO_2) e metano (CH_4). Registros obtidos para o período pré-industrial (1750), indicam que a concentração para o dióxido de carbono era cerca de 280 ppm, tendo aumentado em 30% atingindo o valor de 365 ppm em 1998. O aumento da quantidade de metano na atmosfera causa um efeito de aquecimento 21 vezes maior que o dióxido de carbono. Sua concentração no período pré-industrial era de 0,75 ppm e em 1994 registraram-se valores de 1,75 ppm. (BAIRD, 2002). Dlugokencky et al. (1996), relacionam o aumento global de CH_4 em 1991 a erupção do vulcão Monte Pinatubo, ocorrida em julho de referido ano.

Grande esforço tem-se empregado para quantificar as emissões destes gases e principalmente para agregar conhecimentos suficientes para entendimento completo do funcionamento do sistema emissão-absorção, em especial do CO_2 e CH_4 pelo importante papel no ciclo do carbono e por maior abundância dentre os gases em questão.

Estudos sobre emissão de gases de efeito estufa tiveram primeiramente sua atenção voltada para os ambientes terrestres, e dentre estes se destaca a Amazônia com aproximadamente 5.217.423 Km^2 , com uma ainda preservada extensa floresta (KRUIJT et al., 1996; MEIER et al., 1996). O papel da floresta amazônica de atuar como absorvedor do CO_2 por fotossíntese se contrapõe aos processos de respiração e decomposição. O entendimento do funcionamento deste bioma ainda está incompleto e diante do fato do crescente ritmo de ocupação da

Amazônia, tem aumentado a preocupação no meio científico de que isto estabeleça alterações biogeoquímicas estreitamente relacionadas ao clima regional e global. O modelo adotado nos trópicos de ocupação de áreas de floresta é o de extração da madeira nobre seguido de queimadas e posterior inserção da pastagem. O processo de queimadas é significativa fonte global de vários gases de efeito estufa (CO_2 , CH_4 e N_2O) como também diversos outros gases (ARTAXO, 2005).

Em documento elaborado pelo Grupo Permanente Trabalho Interministerial, instituído pelo governo brasileiro, as estimativas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), foram desmatados cerca de 25.500 Km^2 na Amazônia Legal no período entre agosto de 2001 e agosto 2002, correspondendo a um aumento de 40% em relação ao período anterior e uma área maior do que o Estado de Alagoas. Este índice é o segundo maior da história, inferior apenas ao de 1995, quando foram derrubados 29.059 Km^2 . A área cumulativa desmatada na Amazônia Legal chegou a 631.369 Km^2 em 2002, correspondente a 15,7 % de toda floresta amazônica brasileira (BRASIL, 2004).

Didaticamente tem-se um modelo para o ciclo do carbono com as principais ligações entre os compartimentos terrestre, atmosférico e do oceano bem delineado, mas as interações intracompartimentos, com todos os complexos mecanismos ainda apresentam muitas lacunas. Em realidade, todo o ciclo ainda apresenta muitas incertezas em relação ao quantitativo e ao mecanismo de funcionamento, devido à complexa rede de interações. Neste contexto, o conhecimento sobre o sistema aquático tem despertado interesse, principalmente na Amazônia, devido à extensa rede de drenagem, com 7.050.000 Km^2 , o que representa um importante componente no ciclo do carbono. Estimativas atuais consideram que os fluxos globais de carbono pelos rios excedem o valor de 1 PgC/ano (RICHEY et al., 2002).

Uma abordagem única para um ambiente vasto e complexo como a Amazônia não é possível considerando a diversidade da composição florística, relevo, formação pedológica, etc. Para as atividades de coleta de dados soma-se as dificuldades de logística, que inviabilizam acesso a determinadas regiões. Com uma visão em escala regional, neste trabalho aborda-se o assunto do ciclo do carbono, no aspecto de emissão de CO_2 e CH_4 em meio aquático, para uma bacia de drenagem com representatividade de floresta natural e importante característica de ocupação humana.

Grande esforço foi realizado para obtenção do valor do coeficiente de troca gasosa (K) característico dos principais rios que integram a Bacia do Ji-Paraná, ampliando os conhecimentos sobre este importante ecossistema no ciclo do carbono.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Gases do efeito estufa intensificado

A principal fonte de energia para a Terra é proveniente do Sol que fornece luz na região do visível, infravermelho e ultravioleta. Ao ser aquecida a Terra também emite energia, e o balanço de entrada e saída de energia deve ser mantido para que o sistema permaneça com temperatura constante. Alguns gases presentes na atmosfera absorvem temporariamente a luz infravermelha (IR) sendo em seguida remetida em todas as direções e de modo aleatório provocando o aquecimento adicional da superfície e da atmosfera. Esse fenômeno é denominado efeito estufa e é responsável pela temperatura média da superfície da Terra por volta de 15°C. O fato do aumento na concentração atmosférica de gases que absorvem a luz IR é que tem despertado preocupação quanto ao balanço energético, pois o desequilíbrio trará consequências danosas ao atual sistema de vida do planeta.

Os principais gases capazes de intensificar o efeito estufa são vapor de água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), compostos clorofluorcarbonos (CFCs), hidroclorofluorcarbonos (HCFCs). Dentre estes, o vapor d'água, que ocorre em abundância na atmosfera, é o que mais produz aquecimento por efeito estufa, mas quando comparado ao CO₂, em base de unidade molecular, é menos eficiente. A concentração máxima de vapor de água na atmosfera aumenta exponencialmente com a temperatura, desta forma, a ação de aquecimento causado por qualquer dos gases de efeito estufa, favorece ao aumento da concentração do vapor d'água na atmosfera, amplificando o aquecimento. Considerando que este aquecimento ocorre como um efeito indireto do aumento da concentração de outros gases e que não é controlável, logo o aquecimento pela ação do vapor de água é usualmente incorporado sem maiores comentários ao efeito de aquecimento direto produzido pelos

demais gases. Desta forma, a água não é normalmente explicitada como uma das causadoras do aquecimento global (BAIRD, 2002).

O CO₂ é o composto gasoso de maior divulgação como causador do aquecimento, devido a sua estreita relação quantitativa de emissão com o desenvolvimento tecnológico dos países. As fontes e sua magnitude de emissão vem se intensificando desde o século XIX, devido principalmente a queima de combustíveis e biomassa (SCHIMEL, 1995) e mudanças no uso do solo. O ciclo do carbono consiste no intercâmbio entre diferentes depósitos naturais, através dos processos de absorção (oceanos) e assimilação (ecossistema) e de liberação (oceanos) e respiração (ecossistemas), em diferentes escalas temporais. O metano ocorre em menor quantidade na atmosfera do que o CO₂, mas sua ação como indutor de aquecimento, por molécula, é cerca de 20 vezes maior. Sua concentração na atmosfera também tem aumentado em função de ações antropogênicas.

Estudos realizados com amostras do ar preso no gelo polar são bons indicativos da composição da atmosfera no passado, pois há uma estreita relação entre as variações de temperatura e a concentração de CO₂ e CH₄. Estes gases são importantes como amplificadores dos efeitos das alterações na órbita terrestre, contribuindo significativamente com as mudanças ocorridas nos períodos glaciais e interglaciais. Amostras de gelo da Groenlândia e Antártida apresentam registro da variação da composição atmosférica, referente a 420.000 anos BP (PETIT, 1999) o que corresponde a quatro ciclos interglaciais. As variações nas concentrações do CO₂ e CH₄ são similares para cada ciclo glacial identificado e as alterações entre os maiores e menores valores obtidos estão associados às transições glaciais e interglaciais. Ao longo destas transições, a variação na concentração atmosférica de CH₄ foi de 320-350 a 650-770 ppb e a de CO₂ de 180 a 280 – 300 ppm. A relação entre a concentração de CH₄ com variação da temperatura tem levantado questionamento sobre o papel do CH₄ no funcionamento do sistema atmosférico global que pode ser o de iniciador das alterações climáticas ou uma resposta rápida dos ecossistemas ao aumento da temperatura. (WUEBBLES e HAYHOE, 2002)

De acordo com documento elaborado pelo Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2002), os modelos para o ciclo do carbono projetam, para o ano de 2100, concentrações atmosféricas de CO₂ entre 490 a 1260 ppm, correspondendo a um aumento entre 75 a 350% sobre a concentração de 280 ppm no ano de 1750 (Pré-Industrial). Para CH₄,

o cenário apresentado pelos modelos climáticos projeta alterações de -190 a 1970 ppm. As incertezas existentes quanto à totalidade do processo de alteração climática é determinado pela soma de todas as forçantes radioativas¹ positivas e negativas gerados pela totalidade dos gases de efeito estufa, aerossóis, e não somente pelo nível de CO₂. Para fins de cálculo e projeção das influencias citadas, utiliza-se a concentração “equivalente de CO₂”, que é definida como a concentração deste gás que causaria a mesma forçante radioativa média mundial que a mistura de CO₂ e os demais gases de efeito estufa e aerossóis (IPCC, 1997). A diferença entre o nível de CO₂ equivalente e o real depende dos níveis que se estabelecem para os demais gases e aerossóis considerados.

Estima-se que 75% das emissões antropogênicas de CO₂ na atmosfera durante os últimos 20 anos se devem a queima de combustíveis fósseis. O restante se deve principalmente a alterações no uso da terra, em especial pela prática do desmatamento. O oceano e o solo atualmente captam juntos cerca de 50% das emissões antropogênicas de CO₂.

Avaliar em totalidade o conjunto dos impactos em escala mundial é tarefa arrojada, mas essencial para subsidiar políticas públicas sociais e econômicas. Ainda há muitas incertezas no atual conhecimento dos mecanismos que regulam a biosfera, o que dificultam prever com detalhes as diversas relações entre os compartimentos terrestres, aquático e atmosférico em escala regional para uma projeção mundial.

2.2. Fontes de emissões de CH₄ e CO₂

O gás metano é emitido de diversas fontes biogênicas de origem natural e as antropogênicas. As fontes naturais são áreas alagadas, oceanos, hidratos e térmitas. As antropogênicas são as atividades relacionadas à agricultura, como cultivo de arroz, liberação de rejeitos como os de processo de fermentação no interior do intestino de animais e humanos, decomposição

¹ Forçante radioativa:

Medida em termos simples da importância de um possível mecanismo de alteração climática. A forçante radioativa é uma perturbação do balanço de energia do sistema Terra-atmosfera (em Wm⁻²) que se produz, por exemplo, a raiz de uma alteração na concentração de dióxido de carbono ou na energia emitida pelo Sol; o sistema climático responde à forçante radioativa de maneira que se restabeleça o balanço de energia. Uma forçante radioativa é positiva se aquece a superfície e negativa se a esfria. A forçante radioativa se usa expressa-la como um valor médio mundial e anual. Uma definição mais precisa da forçante radioativa, tal como se emprega nos informe do IPCC, é a perturbação do balanço de energia do sistema superfície-troposfera, deixando uma margem para que a estratosfera se reajuste a um estado de equilíbrio radioativo médio mundial (ver o capítulo 4 de IPCC (1994)). Denominado também “forçante do clima”. IPCC - Documento Técnico III, 1997, p48.

anaeróbia de matéria orgânica em aterros sanitários, extração de gás natural, petróleo, carvão (Figuras 01 e 02). O IPCC (1996) apresenta estimativa de que são emitidas pelas atividades biogênicas, naturais e as relacionadas ao combustível fóssil, aproximadamente 275, 160 e 100 Tg CH₄ ano⁻¹, respectivamente.

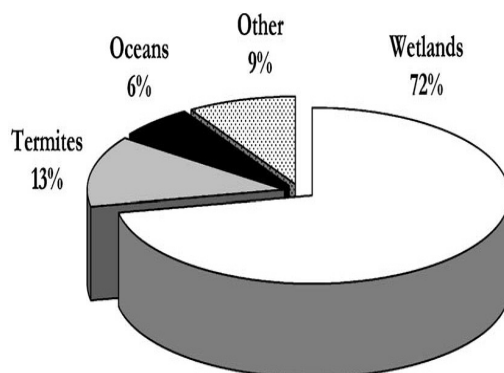


Figura 01. Contribuição individual de fontes naturais de emissão de CH₄ (KHALIL, 2000).

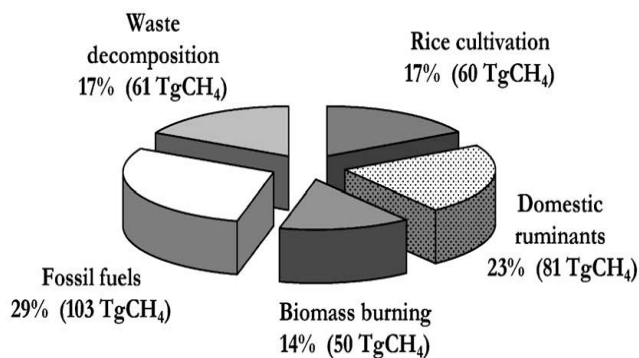


Figura 02. Contribuição individual de fontes antropogênicas de emissão de CH₄ (KHALIL, 2000).

O reservatório atmosférico de CH₄ é de mais de 4.900 Tg e as estimativas para o balanço global indicam uma emissão anual total de 503 ± 125 Tg ano⁻¹ e o sumidouro de 515 ± 85 Tg ano⁻¹, mas a incerteza para estes valores vem estimulando novas pesquisas (WUEBBLES e HAYHOE, 2002).

Diversos são os fatores que interferem na produção do CH₄, mas segundo Boone (2000), a temperatura é importante fator, com o máximo em torno de 30°C. Esta dependência torna-se

importante por agir como feedback positivo², devido ao fato de que com o aumento da temperatura ocorre também um aumento na emissão de metano, considerando constantes os demais parâmetros contribuindo positivamente para o aquecimento global (KHESHGI et al., 1999; CICERONE e OREMLAND, 1988).

O substrato das áreas alagadas constitui um importante meio de produção de CH₄, onde o caráter anaeróbico é mantido pela lamina d'água favorecendo a ação de bactérias metanogênicas e a disponibilidade de material orgânico. A produção e liberação do CH₄ são influenciadas pelas variáveis de pH, temperatura da água, tipo de substrato, oxigênio dissolvido, velocidade dos ventos (BARTLETT et al., 1990; CRILL et al., 1988). Para as áreas de cultivo de arroz sob inundação é estimada a liberação de 60 Tg ano⁻¹ e incluindo as áreas de pântanos e várzeas, a emissão alcança o valor de 100 Tg ano⁻¹ (WUEBBLES e HAYHOE, 2002).

As principais fontes não biogênicas de emissão de CH₄ são as atividades de extrativismo de recursos naturais durante o processamento, transporte e distribuição do gás. As minas de carvão também contribuem com emissão de CH₄.

As fontes de origem do CO₂ são diversas, mas grande parte do aumento de sua concentração atribui-se a queima de combustíveis fósseis, como carvão, petróleo e gás natural. Estimativas recentes indicam que durante o processo de desmatamento são liberados entre 1,7 a 2,2 PgC ano⁻¹ (HOUGHTON, 2001). O seqüestro de CO₂ por florestas maduras na Amazônia varia ao longo de uma faixa de valores, dependendo do método utilizado para sua determinação. Estariam sendo absorvidos em torno de 1,3 MgC ha⁻¹ ano⁻¹, de acordo com os cálculos de acúmulo na biomassa e nos solos (PHILLIPS et al., 1998; CHAMBERS et al., 2001; TRUMBORE, 2000) e entre 1,0 a 5,9 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, quando consideradas as medidas por vórtices turbulentos (GRACE et al., 1995; MALHI et al., 1998). Para Tian et al. (1998), a disponibilidade de água é fator limitante para o crescimento da floresta, e desta forma há redução na absorção de CO₂ na estação de seca.

² Feedback positivo: a atuação de um fenômeno produz um resultado que amplifica adicionalmente o próprio resultado. O feedback é uma reação à mudança; com um feedback positivo, essa reação acelera o ritmo da futura mudança. Por outro lado, um sistema cuja resposta reduz o nível subsequente de reposta apresenta um feedback negativo (Baird, Colin. Química Ambiental, 2002. p. 221).

Outros cálculos recentes, utilizando modelos de circulação atmosférica global, indicam que a troca líquida de carbono dos ecossistemas tropicais com a atmosfera deveria ser em torno de zero (SCHIMMEL et al., 2001).

Garcia-Montiel, et al. (2004) em estudo sobre de respiração do solo realizado em cinco áreas de floresta em Rondônia, apresentaram valor médio de emissão $154,8 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, apresentando estreita relação com as medidas de N_2O também realizadas.

2.3. Sumidouro

As duas maiores atividades de consumo do CH_4 são reações com radical hidroxila (OH^\bullet) e de oxidação com solo pela ação de bactérias aeróbicas e anaeróbicas. Na atmosfera o CH_4 reage inicialmente com o radical hidroxila e na seqüência com outros radicais livres para finalmente produzir CO_2 (BAIRD, 2002). Cerca de 85% do metano é consumido na troposfera por este processo e o restante reagem com átomos de cloro e oxigênio (CICERONE e OREMLAND, 1988). O processo principal pode ser representado pela equação geral. (Eq. 01)



O Tempo de Residência do CH_4 na atmosfera é de aproximadamente 10 a 15 anos e a perda anual por meio desta reação, é estimada em 480 Tg/ano. Há uma incerteza se a concentração de OH^\bullet na atmosfera está diminuindo em consequência do aumento na concentração dos dois principais regentes, CH_4 e CO_2 (BAIRD, 2002).

A molécula de CO_2 é estável e não se decompõe química ou fotoquimicamente, sendo o Tempo de Residência na atmosfera de 50 a 200 anos, que se refere à quantidade do gás que não é absorvida rapidamente pelo oceano e biomassa. A fotossíntese retira CO_2 da atmosfera mas parte da quantidade retirada retorna a atmosfera pela respiração ou decomposição, o que torna a fotossíntese um sumidouro temporário. Nos oceanos ocorre a retirada do CO_2 atmosférico através da dissolução, mas também a emissão do gás resultante dos processos biológicos. Uma pequena fração do CO_2 dissolvido se deposita na forma de sedimentos, sendo este o único sumidouro considerado permanente. Os oceanos têm o seu movimento muito lento e o processo de deposição do CO_2 dissolvido é longo.

O interesse científico para os processos de retirada do CO₂ da atmosfera voltou-se para as grandes áreas de floresta, na expectativa de que a fotossíntese pudesse reter na forma de matéria orgânica, o excedente de CO₂. A floresta amazônica passou a ser estudada sobre sua influência no clima global, tendo em vista a grande extensão e diversidade de espécies vegetais. A proposta inicial é que esta funcione como um grande absorvedor de CO₂ pela fotossíntese, mas estudos intensificados nos anos 90 revelam que o ecossistema amazônico é mais complexo. Não há suficiente informação para uma decisão quanto ao papel de atuar como fonte ou sumidouro ou ambos os processos, o que depende da variação climática e da razão de conversão da floresta. (OMETTO et al., 2005).

2.4. Sistema aquático e emissão de CO₂ e CH₄

A origem do carbono no meio aquático é classificada em: alóctone, originário da região terrestre da bacia de drenagem; autóctone, derivado dos processos biológicos que ocorrem no meio aquático; antropogênico, derivado da agricultura, indústria, urbanização. As principais formas de carbono presente em meio aquático são as particuladas e dissolvidas. The Committee on Flux of Carbon to the Ocean (1981), apud Hope et al. (1994), apresenta estimativa global de que para todo carbono presente nos rios, 50% é transportado ao oceano, 25% é oxidado no canal dos rios e 25% armazenado como sedimento.

O carbono alóctone tem origem no compartimento terrestre e através do escoamento das chuvas pela parte arbórea da vegetação e solo, a matéria orgânica em diversos estados de decomposição é escoada para os rios, onde prossegue o processo durante o transporte até os oceanos. Os rios representam um dos reservatórios de carbono onde ocorrem importantes processos físico-químicos e biológicos que contribuem para a ciclagem de nutrientes, retornando compostos na forma de gases à atmosfera, depositando-os no leito dos rios na forma de sedimentos e transportando carbono nas formas particuladas e dissolvidas, integrando a ciclagem em maior escala. Hope et al. (1994), apresentam vários valores estimados por outros autores para o fluxo global de carbono para os maiores rios, que correspondem de 0,3 a 10,0 10¹¹ Kg C ano⁻¹ para carbono orgânico e de 3,8 a 5,3 10¹¹ Kg C ano⁻¹ para carbono inorgânico.

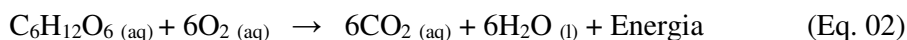
Segundo Aumont et al. (2001), em comparação ao reservatório oceânico o fluxo de carbono transportado pelos rios é pequeno, mas esta fonte contribui substancialmente para o fluxo de

CO₂ entre oceano e atmosfera. Através de modelo global de erosão continental, considerando a contribuição dos rios, o total de carbono transportado inter-hemisférios aumentou de 0,1 para $0,35 \pm 0,08 \text{ Pg C ano}^{-1}$, concordando com observações oceanográficas.

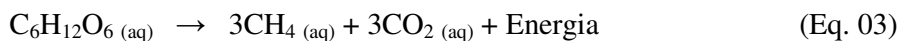
Em revisão sobre carbono no meio aquático, Hope et al. (1994) relacionam vários estudos realizados no Hemisfério Norte e destacam que o transporte anual de Carbono Orgânico Dissolvido (COD) varia de 1 a 500 Kg C ha⁻¹ ano⁻¹, mas para a maioria das bacias estudadas os valores estão entre 10 a 100 Kg C ha⁻¹ ano⁻¹, com media em torno de 56,2 Kg C ha⁻¹ ano⁻¹. Para Carbono Orgânico Particulado (COP), a variação foi de 0,5 a 505,0 Kg C ha⁻¹ ano⁻¹. O fluxo global de carbono inorgânico em rios é ligeiramente maior do que para carbono orgânico, entre $5,3 \times 10^{11} \text{ Kg C ano}^{-1}$ e $2,6 \times 10^{12} \text{ Kg C ano}^{-1}$. Quanto ao carbono inorgânico, este é transportado em maioria na forma de HCO₃⁻, originário de fonte atmosférica e de intemperismo químico.

2.4.1. Processos aeróbio e anaeróbio

Os processos biológicos de degradação da matéria orgânica são subdivididos em dois grandes grupos: aeróbio, que ocorre na presença de oxigênio como redutor de elétrons; e anaeróbio que ocorre na ausência de oxigênio. O processo aeróbio pode ser simplificado representado utilizando como modelo a molécula de glicose (Eq. 02). Neste processo vários microrganismos, como protozoários, fungos, leveduras, micrometazoários e bactérias atuam conjuntamente para degradação da matéria orgânica.



Nos processos anaeróbios a maioria dos microorganismos atuantes são bactérias, basicamente as acidogênicas e as metanogênicas (Figura 03). A degradação da matéria orgânica é realizada em diversas etapas distintas e por diferentes espécies de bactérias. O processo geral pode ser representado, tomando novamente a molécula de glicose como exemplo (Eq.03).



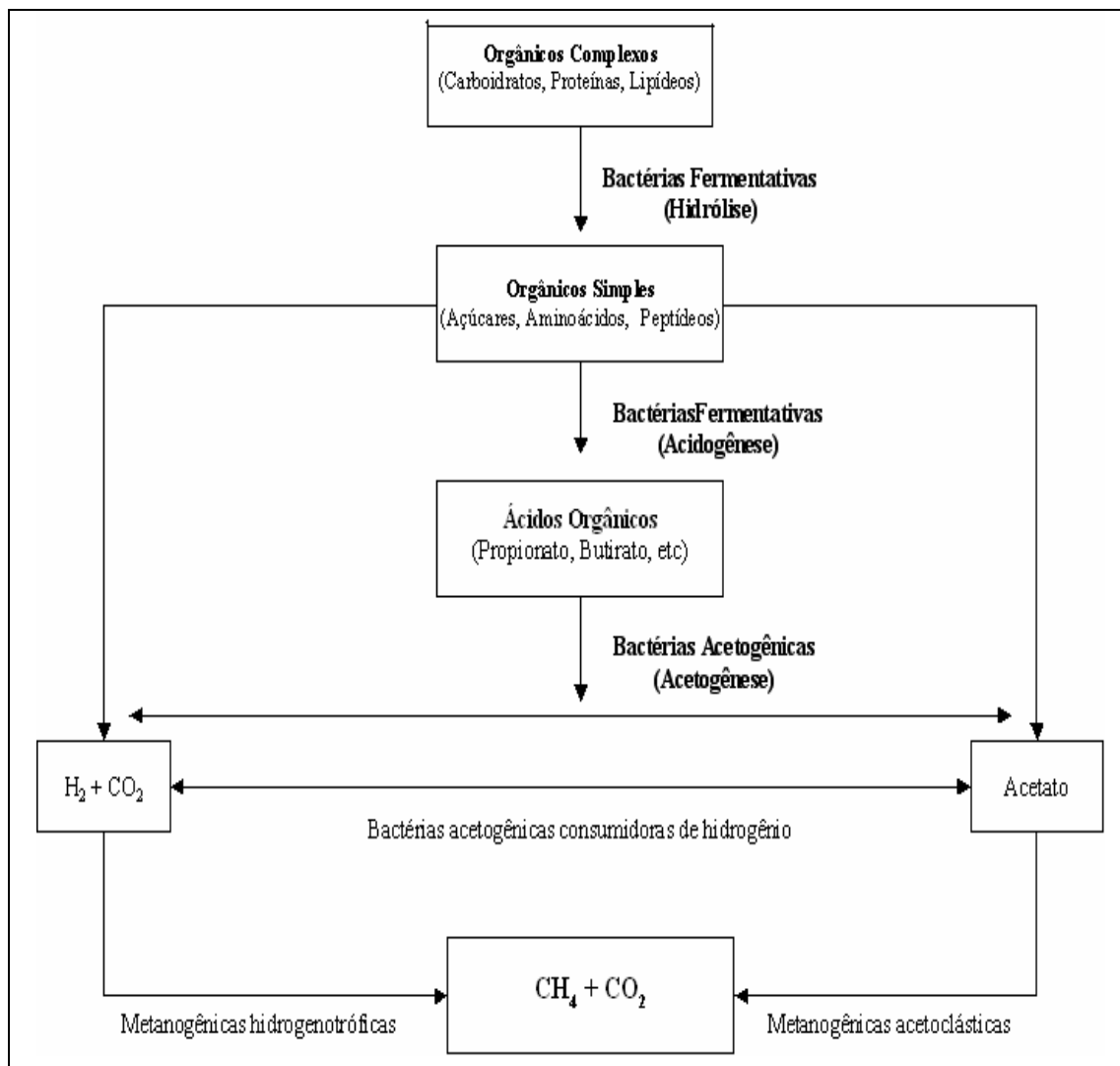


Figura 03. Seqüência metabólica do processo anaeróbico. (CHERNICHARO, 1997).

A emissão de carbono para atmosfera na forma de CO_2 e CH_4 tem sido objeto de estudos, ampliando os conhecimentos da importância do meio aquático no ciclo do carbono. Cole e Caraco, 2001, relacionam vários trabalhos sobre medidas de pressão parcial de CO_2 (PCO_2) para rios de clima temperado, onde todos os ambientes se apresentaram supersaturados em relação à atmosfera. O fluxo global estimado foi de aproximadamente $0,3 \text{ Gt C ano}^{-1}$, valor equivalentes ao transporte do Carbono Orgânico Total (COT) ou ao Carbono Inorgânico Dissolvido (CID).

Para a porção central da Bacia Amazônica, Richey et al. (2002), obtiveram valores para PCO_2 variando entre 2.950 a 4.400 μatm para o canal principal do rio Amazonas, correspondendo à

exportação de $210 \pm 60 \text{ Tg C ano}^{-1}$ para atmosfera. Para toda a bacia, a estimativa para evasão é $470 \text{ Tg C ano}^{-1}$. A magnitude destes valores alerta para a importância dos processos que ocorrem dentro dos rios, como respiração e fotossíntese, bem como dos processos que ocorrem em diferentes escalas temporais e espaciais na bacia de drenagem. Richey et al. (1990), argumenta que para o rio Amazonas, o CO_2 dissolvido é mantido em altos níveis predominantemente pela respiração no período da enchente, e na vazante pela combinação de respiração e drenagem das várzeas.

2.5. Processo de trocas gasosas

O processo de trocas gasosas entre ar e meio aquático ocorre por dois modos, difusão molecular e turbulência, sendo este último considerado o de maior escala enquanto que a difusão depende da característica molecular da substância e é tratada nas ocorrências de menor escala. É controlado por interações físicas e químicas que ocorrem na superfície da água e descrito matematicamente pela diferença entre os potenciais químicos do meio aquático e atmosférico. Temperatura, pH, salinidade, atividades biológicas são os principais fatores do desequilíbrio da concentração gasosa entre os meios. Experimentos em laboratórios têm sido realizados para melhor entender as trocas gasosas, mas os resultados em condições naturais evidenciam ser este mais complexo, onde fatores ainda não considerados podem interferir. (BROKER e PENG, 1974).

O fluxo gasoso é expresso pela relação $F = K \Delta\mu$, sendo K o coeficiente de troca gasosa, também denominado velocidade de transferência gasosa ou velocidade de “pistão”, expresso em (m s^{-1}) ; $\Delta\mu$ é a diferença entre o potencial químico do gás dissolvido na água e no ar. Considerando que na literatura uma mesma simbologia é utilizada para coeficientes de solubilidade expressos em diferentes unidades, quando do caso de alteração da simbologia, neste texto em relação ao texto original, o mesmo segue como nota de rodapé.

De acordo com Donelan et al. (2001), o potencial químico ($\Delta\mu$) pode ser expresso como:

* concentração: $(C_w - \alpha C_a)$ sendo α o coeficiente Ostwald de solubilidade (adimensional), definido como o volume de gás dissolvido por unidade de volume de solvente. C_w refere-se a concentração na água e C_a concentração no ar;

* $(C_w - L_s p_a)^3$, sendo p_a a pressão parcial/fugacidade do gás no ar e L_s é coeficiente de solubilidade expresso em $(\text{mol L}^{-1} \text{atm}^{-1})$. A solubilidade de cada gás é específica e inversamente relacionada à temperatura;

* em termos da pressão parcial ou da fugacidade, $K L \Delta P$, sendo L a solubilidade expressa em unidades de concentração por pressão e P a pressão parcial do gás em atm (WANNINKHOF, 1992).

Neste trabalho adotou-se o modelo da camada limite, utilizado em estudo oceanográfico, que apresenta um consolidado conhecimento. Prevê a ocorrência de duas finas camadas envolvendo a interface água – ar, e a troca gasosa está relacionada à resistência de transporte entre as duas camadas, (Figura 04). A aplicação deste considera que: imediatamente acima e abaixo da camada limite, ar e água estão homogeneizados; que o processo de troca gasosa está em equilíbrio; que para gases pouco solúveis como CH_4 , CO_2 e O_2 , a camada limite aquosa controla o processo de difusão (LISS, 1973; BROCKER e PENG, 1974; MACINTYRE, et al., 1995). De acordo com Cussler (2005), o coeficiente de difusão do CO_2 , CH_4 no ar é cerca de 10^4 maior do que na água.

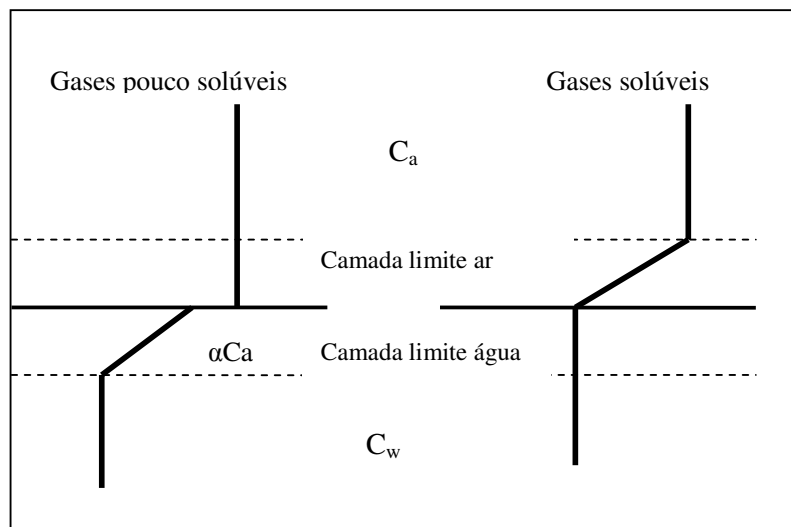


Figura 04. Esquema da troca gasosa entre água e ar. A representação a esquerda refere-se aos gases pouco solúveis, onde a resistência ocorre na camada limite aquosa. À direita para gases solúveis, onde a resistência ocorre na camada limite atmosférica. Baseado em Macintyre (2002).

³ DONELAN et al, 2001, originalmente trás o coeficiente de solubilidade representado por K_s .

O coeficiente de troca gasosa (K) é função de processos físicos na camada limite como turbulência, viscosidade da água (ν) e coeficiente molecular de difusão do gás (D). A razão entre as duas últimas variáveis é representada pelo número de Schmidt ($Sc = \nu/D$). A relação entre K e Sc é representada pela equação $K = Sc^n$, sendo os valores adotados para n de $-2/3$ ou $-1/2$ (MACINTYRE et al., 1995). Holmen e Liss (1984) apresentam que para a maioria dos estudos em campo o valor de $n = -1/2$ é mais apropriado.

Há três metodologias comumente utilizadas para obtenção de K : aplicando o modelo de camada, utilizando um gás não reativo com a água como traçador, por exemplo, o hexafluoreto de enxofre (SF_6), Rádio ou Trítio (WANNINKHOF et al., 1985; SMETHIE, et al., 1985; CLARK et al., 1995); relacionando K com a velocidade do vento (SEBACHER et al., 1983; CRILL, et al., 1988); e através da câmara flutuante (DUCHEMIN et al., 1999). Conhecido o valor de K para um determinado gás, os demais podem ser calculados a partir da relação entre K e número de Schmidt, $K_1/K_2 = (Sc_1 / Sc_2)^n$.

No método de traçador um volume de gás é adicionado à água e a alteração na concentração é monitorada. Quando da estimativa através da velocidade do vento, há várias equações que relacionam as duas variáveis. Em estudo no lago Rockland, Wanninkhof et al., (1985), encontrou que K é ligeiramente dependente do vento a velocidades menores que $2,5 \text{ m s}^{-1}$.

O sistema da câmara flutuante consiste em um volume fechado depositado sobre a superfície da água, podendo ser de movimentação livre ou atracada, realizando medidas da concentração de gases no espaço livre no interior da câmara em determinado intervalo de tempo.

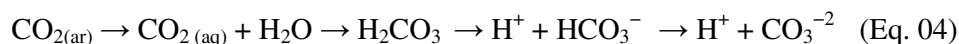
Na Tabela 01 são apresentados alguns valores obtidos para o coeficiente de troca gasosa (K) e a metodologia utilizada, para estudos realizados na região amazônica e no Hemisfério Norte.

Tabela 01. Valores de K, na literatura.

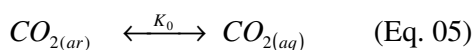
Metodologia	Valor K	Local	Referencia
^{222}Rn	$2,3 \pm 0,9 \text{ m d}^{-1}$	Rio Amazonas.	Richey et al, 2002.
	$1,2 \pm 0,5 \text{ m d}^{-1}$	Tributário.	
^{222}Rn	0,58 a 2,44 m d^{-1}	Rio Amazonas	Devol et al, 1987.
^3He e SF_6	1,5 a 9,0 cm h^{-1}	Hudson River	Clark et al, 1994.
Câmara flutuante CO_2	1,6 a 18,0 cm h^{-1}	Lagos (USA)	Wanninkhof e Knox, 1996.
Câmara flutuante CH_4	0,4 a 7,3 cm h^{-1}		
Laboratório CO_2	5,3 cm h^{-1}		
Laboratório CH_4	5,04 cm h^{-1}		

2.6. Sistema carbonato em meio aquático

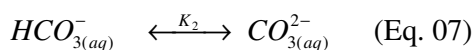
Em meio aquático, o CO_2 coexiste sob quatro formas representadas pela expressão de equilíbrio:



O equilíbrio termodinâmico do CO_2 entre a fase gasosa e dissolvida, é representado por K_0 , que é o coeficiente de solubilidade do CO_2 na água. A concentração de $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ é obtida pela Lei de Henry



Na seqüência da reação representativa, temos as constantes estequiométricas de equilíbrio, K_1 e K_2 , que são também denominadas, respectivamente, primeira e segunda constante de dissociação do ácido carbônico. K_1 e K_2 dependem da temperatura e pressão, e a unidade de grandeza é $\text{mol (Kg solução)}^{-1}$



Neste trabalho, obtiveram-se valores de pH, e temperatura *in situ*. A concentração do CO_2 dissolvido em meio aquoso, expresso como pressão parcial do CO_2 (PCO_2), foi obtida por

metodologia equilíbrio de trocas gasosas, comumente denominado de 'headspace', descrita com mais detalhes no item 5.1.2. Os parâmetros pH, temperatura e PCO_2 são utilizados para a descrição quantitativa da concentração estequiométrica do sistema carbonato em meio aquático a partir das seguintes equações apresentadas em Skirrow (1975).

$$[HCO_3^-] = \frac{PCO_2 K_0 K_1}{10^{-pH}} \quad (\text{Eq. 08})$$

$$[CO_3^{2-}] = \frac{PCO_2 K_0 K_1 K_2}{(10^{-pH})^2} \quad (\text{Eq. 09})$$

$$[CO_2^*] = PCO_2 K_0 \quad (\text{Eq. 10})$$

A representação $[CO_2^*]$ corresponde ao somatório das concentrações do ácido carbônico e CO_2 (aq). O valor para Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC) pode ser obtido pelo somatório das formas dissolvidas:

3. OBJETIVO

As trocas gasosas entre a atmosfera e água ocorrem em todo meio aquático, pelos processos de difusão, bolhas e transporte por plantas aquáticas. A variabilidade encontrada é atribuída a diversas causas, como fontes, consumo, mecanismos físicos e químicos os quais são sintetizados pelo coeficiente de troca gasosa. Esta variável não é facilmente obtida, tornando as estimativas do fluxo de gases acrescidas de incertezas.

Neste trabalho, foi utilizada a metodologia de medição de fluxo com a câmara flutuante e posteriormente calculado o valor do coeficiente de troca gasosa (K), para o CO_2 . De posse deste, foi possível estender os cálculos para fluxo de metano.

Os objetivos que conduziram este trabalho foram:

- Estimar o valor de K para os rios Comemoração, Pimenta Bueno, Ji-Paraná e Madeira.
- Estimar o fluxo de CO_2 e CH_4 baseado na teoria de fluxo difusivo, para o rio Ji-Paraná e alguns de seus tributários, com base no valor calculado de K .

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. Vegetação e Clima

A cobertura vegetal do estado de Rondônia apresenta grande diversidade por ser uma área de transição entre o domínio geomorfológico do Brasil Central e o domínio geomorfológico Amazônico. Congrega três importantes biomas: Floresta Amazônica, Pantanal e Cerrado. O estudo realizado para a segunda aproximação do Zoneamento Socioeconômico e Ecológico de Rondônia agrupou a composição vegetal em 8 tipologias (RONDONIA, 2002):

1. Floresta Ombrófila Aberta - predominante no Estado e correspondendo a cerca de 55% da área total da vegetação. Esta tipologia caracteriza-se pela descontinuidade do dossel, permitindo que a luz solar alcance o sub-bosque, favorecendo a sua regeneração.
2. Floresta Ombrófila Densa - ocupa cerca de 4% do total da vegetação, com maior extensão na região central de Rondônia. Caracteriza-se pela maior densidade do estrato superior e menor presença de sub-bosque.
3. Floresta Estacional Semidecidual ou Subcaducifólia – desenvolve-se em solos hidromórficos com baixa capacidade de retenção de água. Ocupa cerca de 2% do total da cobertura vegetal do Estado.
4. Floresta de Transição ou Contato - são áreas de transição entre o cerrado e a floresta, apresentando características das duas formações. Corresponde a 8% do Estado.
5. Cerrado - são formações com feições xeromórficas principalmente devido às características do solo. Correspondem a 5% da cobertura vegetal do Estado.
6. Formação Pioneira - ocorre em terrenos sujeitos a inundações, apresentando diversas fisionomias. Algumas destas áreas encontram-se dominadas por palmeiras conhecidas como buritis. Ocupa cerca de 4% do Estado.

7. Campinarana - o termo significa “falso campo”. São formações não florestais que ocorrem em manchas pequenas e bem dispersas por toda a Amazônia. É a vegetação menos representativa do Estado.

8. Umirizal - vegetação com ocorrência em solos pobres, mal drenados e rasos. Esta formação pode ser inundada durante o período chuvoso, sendo dominada por poucas espécies. Localiza-se nas bacias dos rios Guaporé e Madeira e ocupa menos de 1% do Estado.

O clima predominante durante o ano é o tropical quente e úmido. Segundo a classificação de Köppen, o clima predominante é o tipo AW – Tropical Chuvoso, com média climatológica da temperatura do ar, durante o mês mais frio, superior a 18 °C e um período seco bem definido durante a estação de inverno. A média climatológica da precipitação pluvial para os meses de junho, julho e agosto são inferior a 20 mm/mês (Figura 05). Em razão de estar sob a influencia do clima AW, a média anual da precipitação varia entre 1400 a 2600 mm/ano, enquanto a média anual da temperatura do ar varia entre 24 a 26 °C. (RONDÔNIA, 2007).

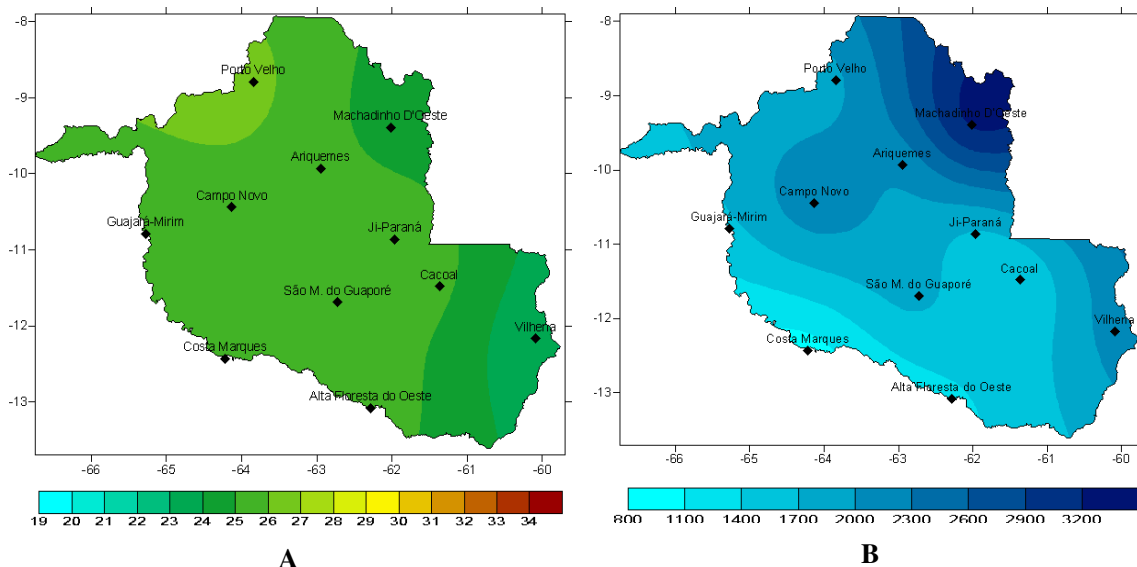


Figura 05. Temperatura e Precipitação. A. Média Anual (°C); B. Precipitação Total Anual (mm). RONDÔNIA, 2007.

4.2. Solos

O levantamento de solo mais recente em Rondônia foi realizado como requisito para a elaboração da segunda aproximação do Zoneamento Sócio-Econômico Ecológico do Estado.

O mapeamento gerado pelo levantamento informa a diversidade de solos de Rondônia, mostrando predominância dos Latossolos, Argissolos, Neossolos, Gleissolos e Cambissolos. É predominante a ocorrência de solos em condições de terras firmes e relevo suave ondulado, como os Latossolos, Argissolos, grande parte dos Neossolos e dos Cambissolos. Na Bacia do Ji-Paraná ocorrem os principais tipos de solo citados para o Estado.

Os Latossolos são solos bem intemperizados, solos profundos (1 a 2 metros) ou muito profundos (mais de 2 metros), bem drenados, com pouca diferenciação de cor e textura em seus horizontes superficiais e subsuperficiais; apresentando maior resistência aos processos erosivos e geralmente são solos ácidos (baixa fertilidade natural).

A classe de Argissolos representa solos menos desenvolvidos em comparação com os Latossolos, por serem moderadamente intemperizados, por isso são pouco profundos (1 a 2 metros), apresentando diferenciação entre os horizontes superficiais e subsuperficiais, como cor e textura; o teor de argila é maior nas camadas subsuperficiais que o torna mais vulnerável aos processos de erosão. Os solos pertencentes a essa classe, encontrados no Estado, ocorrem em relevo suave ondulado e ondulado, com fertilidade natural prevalentemente baixa, embora exista área expressiva com fertilidade natural de média a alta.

Nitossolos são solos minerais, não hidromórficos, apresentam cor vermelho-escura tendendo a arroxeada. São derivados do intemperismo de rochas básicas e ultrabásicas, ricas em minerais ferromagnesianos. Na maioria são eutróficos, com ocorrência menos freqüente de distróficos e raramente álicos.

A classe Neossolos é subdivida em Neossolo Flúvio, Neossolo Regolítico, Neossolo Quartzarênico e Neossolo Litólico. Apenas os solos da subordem Neossolo Flúvico e parte do Neossolo Quartzarênico não ocorrem em terras firmes, portanto, apresentando problemas de drenagem no período das chuvas, observando-se acúmulo de água na superfície, com inundação em determinado período ano.

O Cambissolo ocorre em terras firmes, predominando a fertilidade natural baixa; é pedregoso, pouco profundo (superior a 0,50 m e inferior a 1,00 m) e em relevo ondulado.

Em Rondônia predomina os Gleissolos de textura argilosa, baixa fertilidade natural, mal drenado e ocorrendo em relevo plano. Na região do Vale do Guaporé ou áreas próximas aos grandes rios do Estado, há a maior ocorrência de solo dessa classe.

As classes dos Planossolo, Plintossolo e Organossolo, geralmente ocorrem em relevo plano a suave ondulado e, exceto quanto ao Planossolo, são heteromórficos e possuem baixa fertilidade natural (RONDONIA, 2002).

4.3. Uso e ocupação

O processo de ocupação da Amazônia levanta importantes questões sobre implicações futuras para o cenário climático global, considerando que este processo envolve desmatamento de grandes áreas para fins de comércio madeireiro seguindo da implantação de pastagens. O Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE, através do Programa de Cálculo do Desflorestamento da Amazônia – PRODES, realiza monitoramento ambiental da Amazônia com acompanhamento anual do desmatamento. Em recente divulgação dos resultados do monitoramento, Rondônia apresentou significativa diminuição do desmatamento, sendo que para o período 2006-2007 a área desmatada corresponde a 1.611 Km² e em 2007-2008 a 1.061 Km², representando uma diferença de -34%. No contexto do estado de Rondônia, a bacia hidrográfica do Ji-Paraná apresenta alto grau de interferência em decorrência dos projetos de colonização dirigida desde a década de 70 no eixo da BR 364. Na Tabela 02 é apresentado resumo geral desmatamento para estado de Rondônia e municípios onde se localizaram os pontos de coleta. Na seqüência apresenta-se mapa de uso do solo da Bacia Ji-Paraná, com ano base 2006 (Figura 07).

Tabela 02. Desmatamento do Estado e municípios.

	Rondônia	Ji-Paraná	Cacoal	Pimenta Bueno	Porto Velho
Área (Km ²)	240.404	6.955	3.820	6.284	34.636
Total desmatado até 2007 (Km ²)	82.849 (34,46% ^a e 38,76% ^b)	25.815 (37,12%)	2.474,8 (64,79%)	2.302,4 (36,64%)	7.328,4 (21,16%)
Total Floresta até 2007 (Km ²)	130.890 (54%)	42.716 (61%)	1.312,9 (34%)	2.925,6 (47%)	2.6067 (75%)

Obs. ^a % sobre área total. ^b % sobre área de floresta.

PRODES - <http://www.dpi.inpe.br/prodesdigital/prodesmunicipio.php>

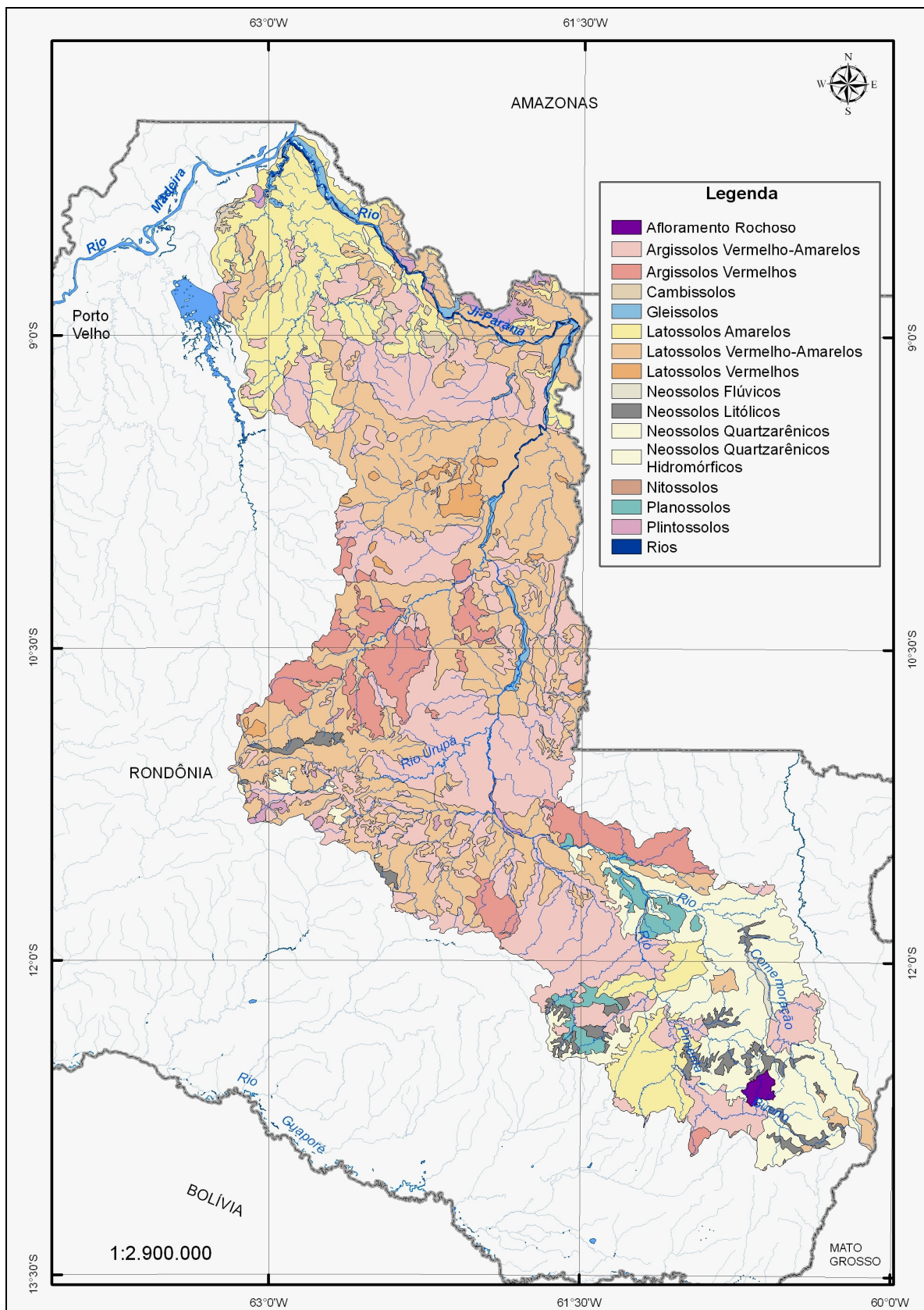


Figura 06. Mapa de solos da Bacia do Ji-Paraná, adaptado. Dados EMBRAPA, 1983.

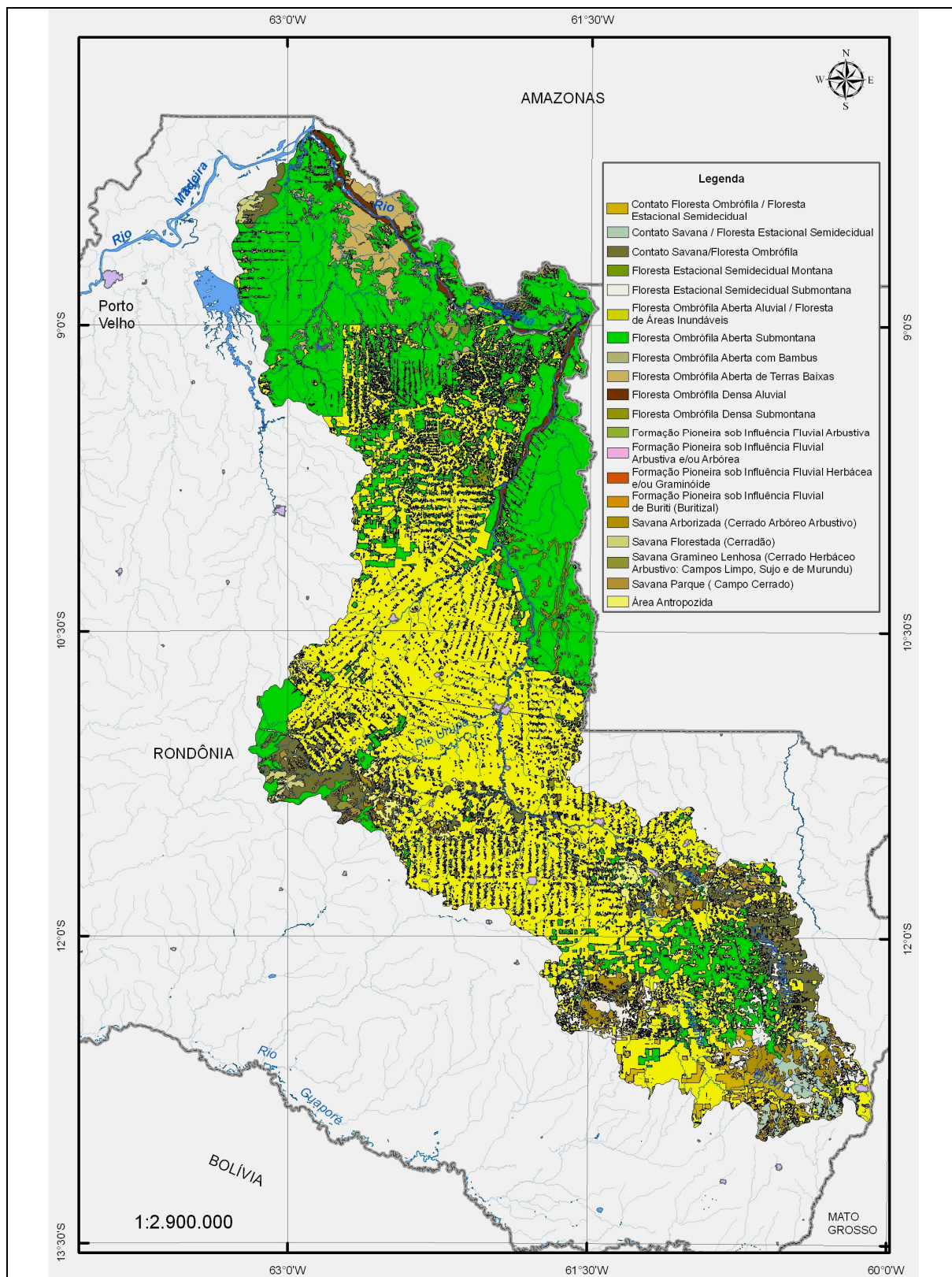


Figura 07. Mapa de uso do solo da Bacia do Ji-Paraná. Dados 2º Zoneamento Sócio-Econômico Ecológico do Estado.

4.4. Hidrografia

A rede hidrográfica do Estado de Rondônia é densa e perene, sendo que a característica de sazonalidade para os rios menores, denominados igarapés, se apresenta de forma mais drástica para o período de seca. A ação de desmatamento tem alterado ou inibido a ocorrência destes igarapés intermitentes. A bacia está localizada 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, sendo a maior em extensão no estado, correspondendo uma área de drenagem de aproximadamente 75 400 Km² com descarga média anual de 700m³/s. É composta por 13 sub-bacias: Rio Preto, Rio Machado, Rio Machadinho, Alto Rio Jaru, Baixo Rio Jaru, Rio Urupá, Rio Muqui, Rio Rolim de Moura, Pimenta Bueno, Rio Comemoração (RONDONIA, 2002).

O Rio Ji-Paraná, também denominado por Machado, tem as nascentes localizadas na Chapada dos Parecis, rio Comemoração de Floriano e no Planalto de Vilhena, rio Pimenta Bueno. A junção dos dois rios ocorre nas proximidades do núcleo urbano de Pimenta Bueno, formando o rio Ji-Paraná, e deságua no rio Madeira na localidade do município de Calama, ao norte de Porto Velho. O canal principal tem comprimento total de 972 Km e largura variando de 150 a 500m (KRUSCHE et al 2005). À margem esquerda têm-se os tributários: igarapé Marreta, Luiz de Albuquerque, Jassarana, Primavera, Bandeira Preta, Nazaré, Toledo, rio São Pedro, Rolim de Moura, Muqui, Urupá, Jaru, Machadinho e Preto. À margem direita os tributários são: igarapé Riozinho, Pirara, Grande, Leitão, Ribeirão, Prainha, Lourdes, Jatuarana, Água Azul, Cajueiro, Tarumã, Traíra, São Rafael e rio São João. (RONDONIA, 2002) A largura dos canais destes tributários varia entre 100 e 400m, e os córregos de 1ª e 3ª ordem são dominantes totalizando um comprimento de 27 497 Km (BALLESTER et al., 2003).

O rio Ji-Paraná é afluente do rio Madeira que é o principal rio da bacia que tem o mesmo nome, com aproximadamente 1.056 Km de extensão e geralmente com mais de 500 m de largura e pode ultrapassar 13 metros de profundidade. É formado a partir da confluência dos rios Mamoré e Beni, originários dos Planaltos Andinos. Atravessa o estado a noroeste, com o primeiro trecho denominado Alto Madeira, com 360 km, até as proximidades da cidade de Porto Velho, capital do Estado, não há condições de navegabilidade devido à grande quantidade de cachoeiras existentes. São 18 cachoeiras ao todo, com desnível de cerca de 70 metros e índice de declividade da ordem de 20 cm a cada quilômetro. O trecho restante,

denominado de Baixo Madeira, o rio é francamente navegável, com aproximadamente 1.340 km de extensão, a partir da Cachoeira de Santo Antonio até sua foz, no rio Amazonas. (RONDONIA, 2002).

4.4.1. Regime hidrológico

O clima equatorial com um período que varia, ao norte do estado (Porto Velho) de três meses secos, ao sul (Vilhena) de até quatro meses secos, reflete na sazonalidade do escoamento superficial, sendo que o período de cheia dos rios ocorre predominantemente entre janeiro e março e a seca entre julho a setembro. Considerando estas características, dividimos o ano hidrológico nas quatro etapas, a seguir: seca (julho, agosto, setembro); enchente (outubro, novembro, dezembro); cheia (janeiro, fevereiro, março); vazante (abril, maio, junho).

Os dados de vazão para caracterização do ciclo hidrológico foram obtidos junto a Agência Nacional de Águas – ANA, das estações fluviométricas relacionadas na Tabela 03. As curvas características para as hidrógrafas dos rios da Bacia do Ji-Paraná são apresentadas na Figura 09, e se referem ao período de outubro/04 a outubro/06.

Tabela 03 - Localização das estações fluviométricas relacionadas aos pontos de coleta.					
Código estação	Rio	Município	Estado	Latitude	Longitude
15552700	Comemoração	Pimenta Bueno	RO	-11:40:12	-61:10:54
15558000	Pimenta Bueno	Pimenta Bueno	RO	-11:41:01	-61:11:32
15552600	Ji-Paraná	Cacoal	RO	-11:44:56	-60:52:04
15560000	Ji-Paraná	Ji-Paraná	RO	-10:52:25	-61:56:08
15400000*	Madeira*	Porto Velho	RO	-08:44:12	-63:55:13

* O Madeira por ser ponto de coleta. As demais estações integram a Bacia do Ji-Paraná.

Considerando os dados de vazão média mensal referente ao período adotado para a elaboração dos gráficos (Figura 08), para o rio Ji-Paraná, no ponto JIP2, os valores máximos foram de $1.951,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mar./05) e de $2.033,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (fev./06); e os valores mínimos foram de $166,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./05) e $187,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./06). No ponto JIP1, a montante, os valores de vazão máxima foram de $806,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mar./05) e de $967,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (fev./06); e o valor mínimo foi de $171,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (ago./05) e $196,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (ago./06). A maior vazão no ponto JIP2 deve-se a entrada dos tributários Rolim e Urupá e de vários outros igarapés. Para o rio Pimenta Bueno

(PB2) os valores máximos foram de $488,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mar./05) e de $588,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (fev./06) e os valores mínimos foram de $67,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./05) e $85,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./06). Para o rio Comemoração (COM2), os valores máximos foram de $308,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mar./05) e de $411,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (fev./06) e os valores mínimos foram de $59,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./05) e $70,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./06).

O rio Madeira foi teve sua representação em gráfico separado por razão da vazão ser da ordem de dez a cem vezes maior que os demais. Os valores máximos observado para o período representado foram de $29.097,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mar./05) e de $38.001,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (fev./06) e os valores mínimos foram de $2.626,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./05) e $3.499,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (set./06).

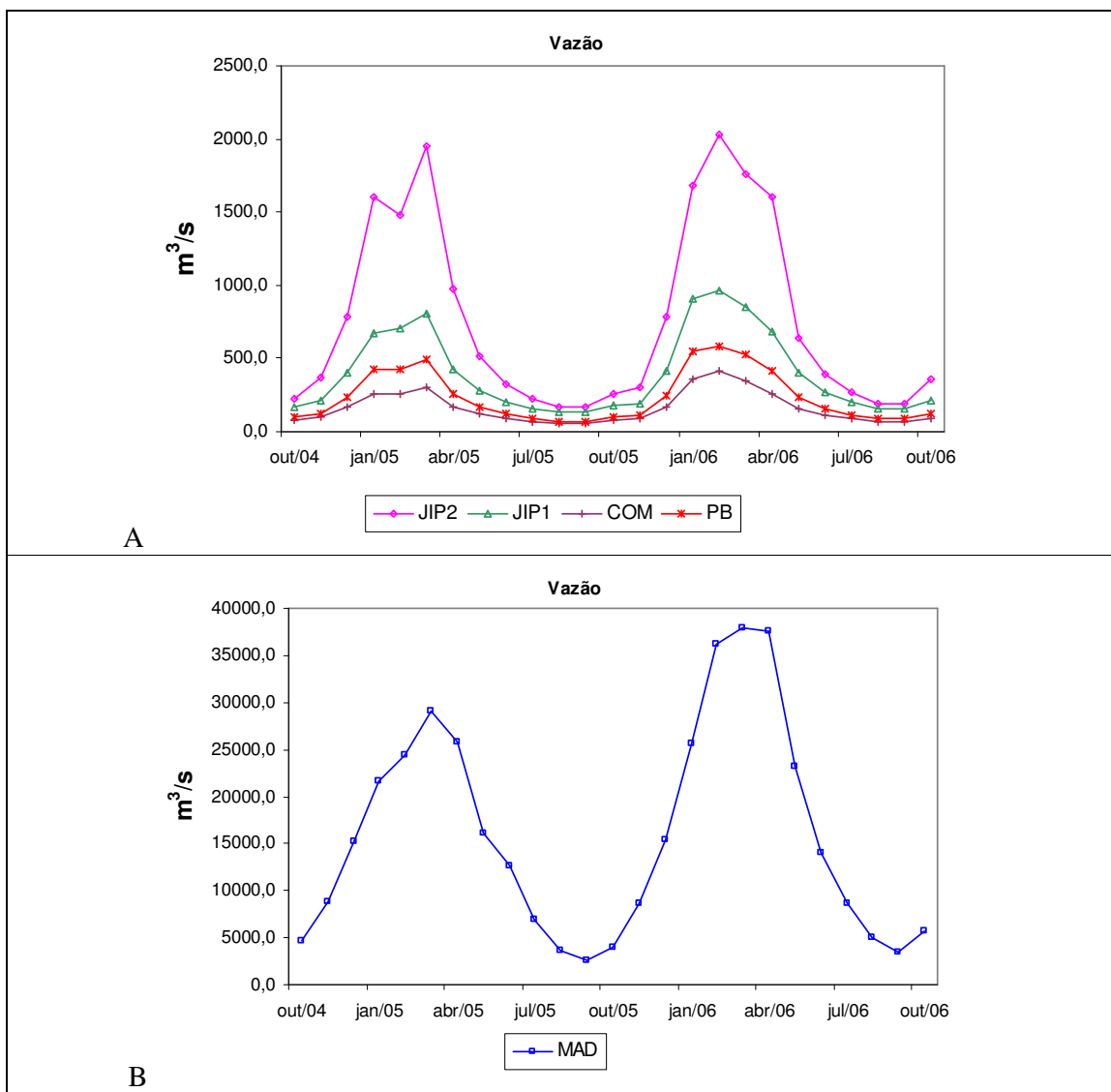


Figura 08. Variação temporal da vazão média mensal dos rios amostrados.

A) Ji-Paraná, Comemoração, Pimenta Bueno. B) Rio Madeira. Fonte: ANA (out/2004 a out/2006).

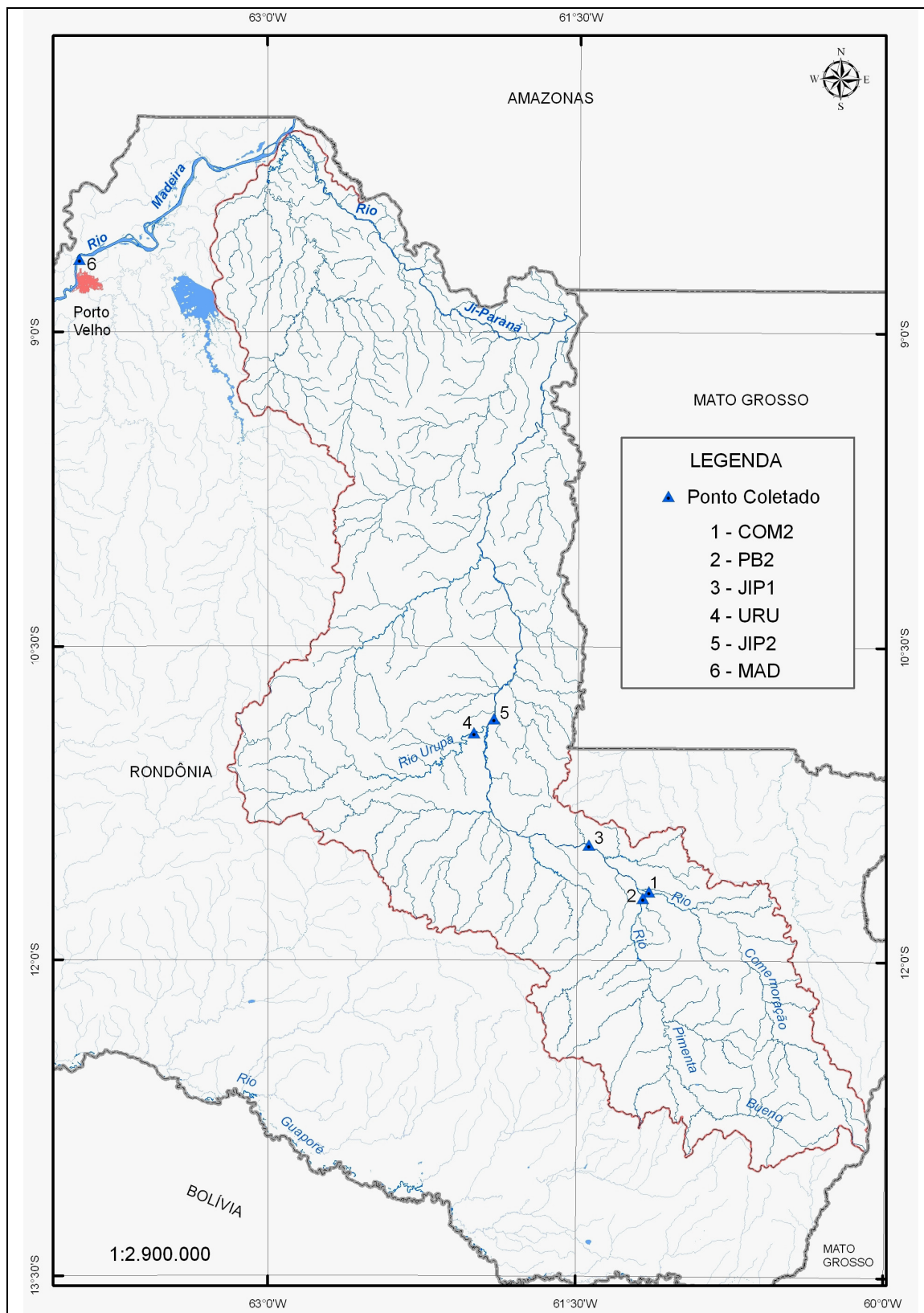


Figura 09. Bacia do Ji-Paraná e pontos de coletas. Dados 2º Zoneamento Sócio-Econômico Ecológico do Estado.

4.5. Biogeoquímica da Bacia do Ji-Paraná

A composição físico-química dos rios apresenta dependência com composição litológica, solo, vegetação, clima, pluviosidade, e, considerando influências mais recentes, as atividades antrópicas. O modelo de classificação proposto por Stallard e Edmond (1983), considera o substrato geológico e o regime de erosão como os controladores fundamentais da química das águas de superfície dentro da bacia hidrográfica amazônica. Os principais grupos podem ser organizados com base na relação entre somatório de íons maiores de cargas positivas (TZ^+) e a geologia: 1) rios com $0 < TZ^+ < 200 \mu\text{eq L}^{-1}$ drenam materiais intensamente intemperizados formados por condições de erosão, limitados pelo transporte. As águas apresentam altos níveis de Fe, Al, H^+ , coloração e alto teor de Si em relação a outras espécies maiores. A razão cátions é similar ao substrato das rochas. 2) rios com $200 < TZ^+ < 450 \mu\text{eq L}^{-1}$ drenam terrenos silícicos e o controle geológico é regido pelo intemperismo de silicatos. 3) rios com $450 < TZ^+ < 3000 \mu\text{eq L}^{-1}$ drenam sedimentos marinhos e materiais de origem andina. 4) e aqueles com $TZ^+ > 3000 \mu\text{eq L}^{-1}$ drenam terrenos relacionados aos evaporitos, ricos em Na e Cl.

Com base nesta classificação, recentes trabalhos evidenciam que a bacia do Ji-Paraná divide-se em três grandes grupos: 1) rios que drenam terrenos mais intemperizados, com TZ^+ variando entre 25 e $140 \mu\text{eq L}^{-1}$; fazem parte deste grupo as águas dos rios Comemoração, nascente do Pimenta Bueno, Machadinho e Preto. 2) rios com conteúdo iônico intermediário, com valores de TZ^+ entre 275 a $381 \mu\text{eq L}^{-1}$; este grupo é constituído pelos rios Ji-Paraná e Pimenta Bueno, na confluência. 3) rios com conteúdo iônico mais elevado, TZ^+ entre 494 a $729 \mu\text{eq L}^{-1}$, constituídos pelos rios Rolim de Moura, Urupá e Jarú. (KRUSCHE et al., 2005).

Leite (2004) demonstrou que em relação à composição catiônica, a nascente dos rios Comemoração e Pimenta Bueno apresenta águas sódicas; o rio Urupá, Rolim de Moura e Jarú, e a jusante do rio Pimenta Bueno, as águas são cálcicas. Ao longo do rio Ji-Paraná, sua composição se revela como uma mistura destas diferentes fontes. Em relação à composição aniônica, observou-se predomínio de bicarbonato, exceto a montante dos rios Comemoração, Pimenta Bueno e Preto, que apresentaram influência de cloreto.

Em estudo mais detalhado da sub-bacia do rio Urupá, Bolson (2005) encontrou comportamento distinto ao longo do curso do rio. Na nascente do rio Urupá, predomina a relação chuva solo, pois a área de drenagem é composta por solos intemperizados. Para o trecho central, a ocorrência de solos mais recentes e ricos em sais imprime uma composição química às águas que se sobrepõe à característica inicial. No trecho final, há a ocorrência de rochas carbonatadas.

De acordo com Junk e Furch (1980), o rio Madeira tem suas águas fortemente influenciadas pelas condições Pré-Andinas, sendo relativamente rico em eletrólitos e de aspecto turvo durante a época chuvosa em função do material inorgânico em suspensão, de origem andina.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Método de amostragem

Na Figura 14 tem-se o organograma geral para este trabalho. As coletas para CO₂ foram realizadas pelas duas metodologias descritas a seguir e para CH₄ somente por 'headspace'.

- a) 'Headspace' baseia-se no equilíbrio de troca gasosa entre o meio aquático e a atmosfera. Em laboratório é quantificada a concentração dos gases dissolvidos.
- b) Sistema de câmara flutuante, através do qual obtemos o fluxo de CO₂ entre o meio aquático e o atmosférico.

5.1.1. Parâmetros físico-químicos

As coletas foram mensais, utilizando-se de barco para amostragem no meio do canal do rio. Empregando-se uma bomba de imersão, com fornecimento de energia através de baterias, a água é bombeada e passa por uma proveta de 1 litro, em fluxo constante, onde são medidos os principais parâmetros físico-químicos. Para a leitura de pH e temperatura foi utilizado o equipamento da marca Orion, modelo 250A e para a condutividade, o da marca Amber Science, modelo 2052. Neste mesmo sistema, uma alíquota foi retirada para amostragem dos gases dissolvidos, CO₂ e CH₄, cuja descrição é apresentada no item 5.1.2.

A temperatura tem importância pela influência sobre as demais propriedades físico-químicas da água, efeito na manutenção da vida aquática e, no caso deste trabalho, tem importância fundamental na solubilidade; portanto, os valores foram obtidos *in situ*, para proceder aos cálculos dos Coeficientes de Solubilidade e do Número de Schmidt.

5.1.2. Equilíbrio troca gasosa – ‘headspace’

A coleta de amostra dos gases CO_2 e CH_4 dissolvidos em meio aquático baseia-se no equilíbrio das trocas gasosas entre água e ar, sendo o processo de amostragem comumente denominado ‘headspaced’. O coletor consiste de uma garrafa de polipropileno transparente, no volume de 1.110 mL, com tampa emborrachada possuindo dois furos por onde são conectadas uma torneira em cada. A garrafa é cheia com água bombeada do rio, deixando transbordar duas vezes seu volume. Com uma seringa é inserido o volume de 60 mL gás nitrogênio 99,9% de pureza por uma das conexões e simultaneamente na outra são retirados 60 mL de água. Em seguida o frasco é agitado continuamente por 2 minutos, para acelerar o processo de troca gasosa da água com o gás inserido e deixado em repouso por 15 minutos, imerso no rio para restabelecimento do equilíbrio em temperatura ambiente. Decorrido o tempo estabelecido, a fração gasosa é retirada utilizando-se uma seringa de 60 mL e imediatamente transferida para frasco de vidro, previamente evacuados. A amostragem é realizada em triplicata e são denominadas, neste trabalho, de PCO_2 e PCH_4 .

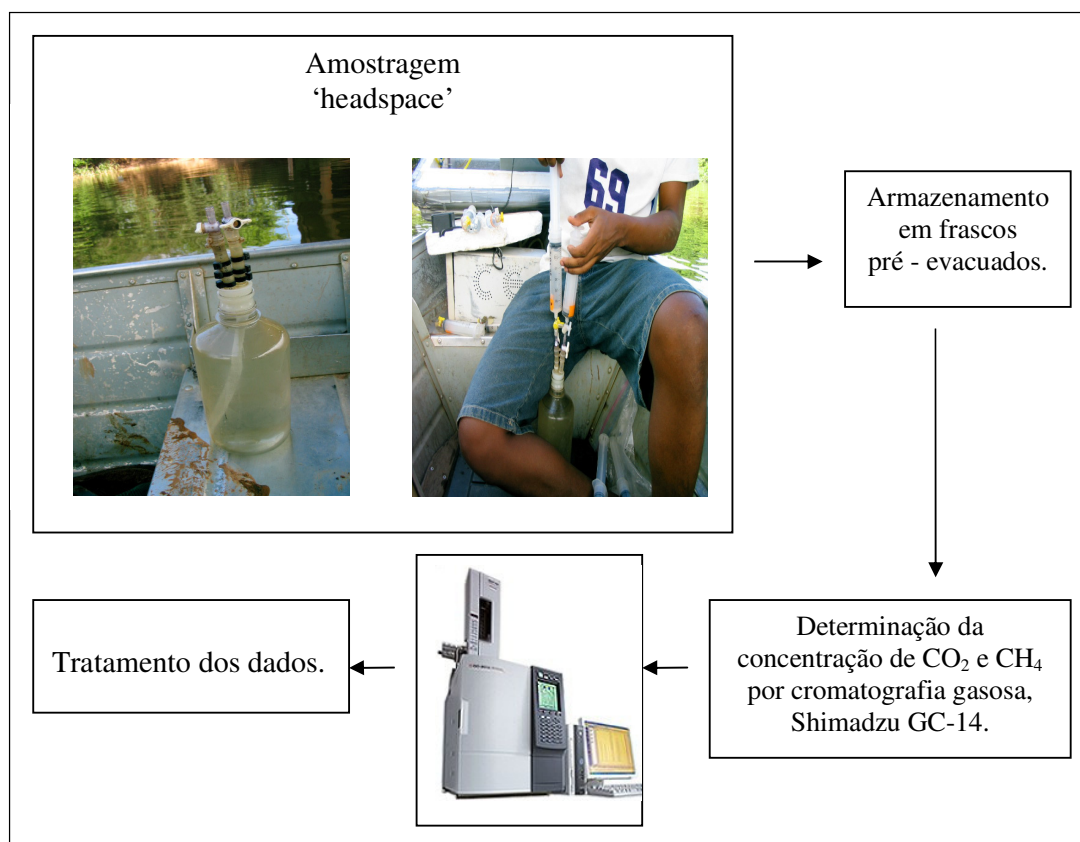


Figura 10. Amostragem de gases no sistema equilíbrio trocas gasosas – ‘headspace’.

5.1.3. Parâmetros das condições atmosféricas

Em todas as amostragens foram realizadas medidas, a 1 m de altura da superfície dos rios, da velocidade média e instantânea do vento, temperatura do ar, umidade relativa, utilizando o equipamento Termo Higo anemômetro, marca Kestrel, modelo 3000.

5.1.4. Câmara Flutuante

A câmara flutuante opera no sistema ventilado e de equilíbrio. O aparato da câmara flutuante consiste em uma caixa retangular em polimetil-metacrilato (PMMA) transparente, nas medidas 21 x 51 x 17 cm, montado sobre um flutuador. Acoplada a caixa, foi montada tubulação em conexão ao Analisador de CO₂ por infravermelho (IRGA), marca LI-COR, modelo LI-800, e este a um computador portátil para registro dos dados. A quantificação do fluxo de CO₂ foi ao intervalo de 1 segundo e as amostragens foram em número de quatro pelo tempo de 3 minutos cada. Os resultados foram considerados válidos para $r^2 > 0,95$. Na Figura 11 tem-se desenho esquemático da câmara flutuante e na Figura 12 e 13 a amostragem.

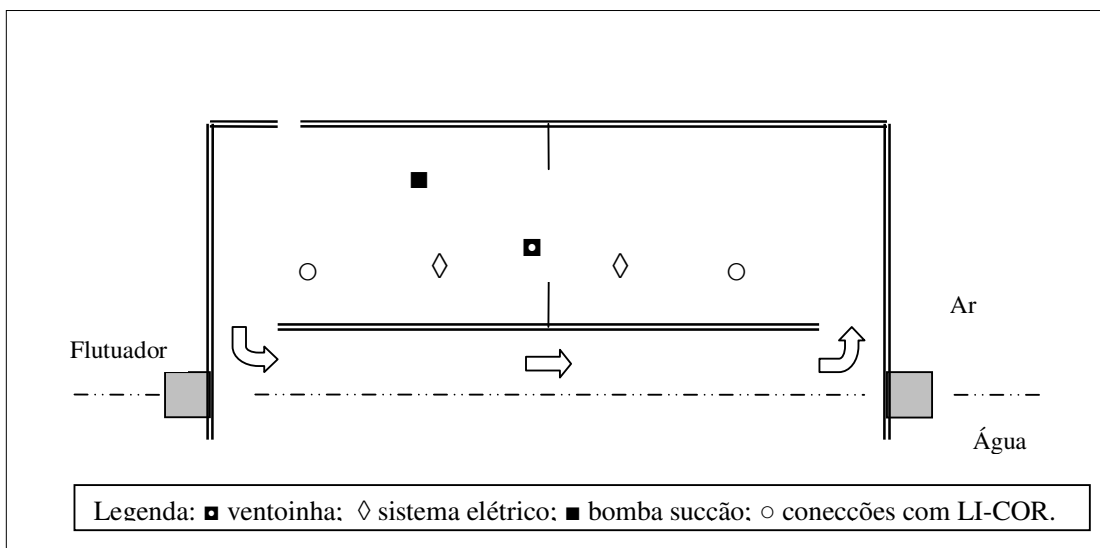


Figura 11. Desenho esquemático da câmara flutuante.

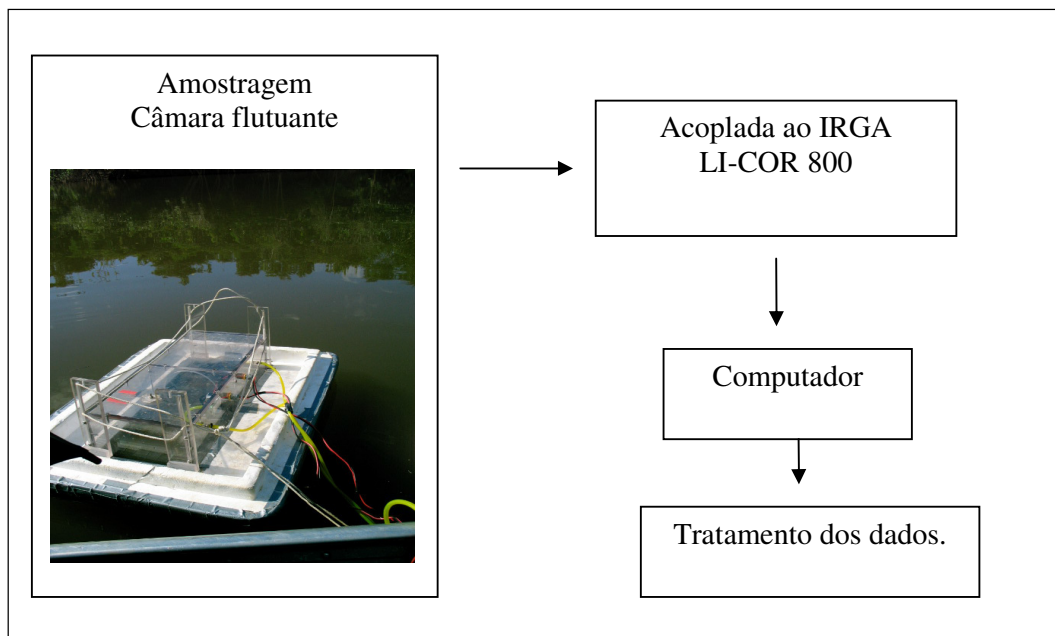


Figura 12. Amostragem de CO₂ no sistema da câmara flutuante.

A variação da concentração de CO₂ no interior da câmara flutuante em função do tempo é representada graficamente na Figura 13. O gráfico pode ser dividido em três etapas: 1) segundos iniciais logo após a câmara ser depositada sob a superfície do rio, quando o ar no interior da câmara ainda é representativo da estabilização com a atmosfera. Nesta etapa pode ocorrer ligeiro decréscimo na concentração do CO₂. 2) Depende da magnitude e do sentido do fluxo de CO₂. 3) A pressão parcial do CO₂ na água e no interior da câmara se estabilizam.

O fluxo emitido pelo meio aquático é calculado de acordo com a equação:

$$F = (\delta PCO_2 / \delta t) (V/RST) \quad (\text{Eq. 11})$$

onde F é o fluxo (mol CO₂ m⁻² s⁻¹); ($\delta PCO_2 / \delta t$) é o coeficiente angular (ppm s⁻¹); V é o volume (m³) do sistema, incluindo parte interna da câmara e tubulações; R é a Constante dos Gases em (atm m⁻³ mol⁻¹ K⁻¹); S é a área da base da câmara em (m²); T é a temperatura do ar, em unidade Kelvin (FRANKIGNOULLE, 1988).

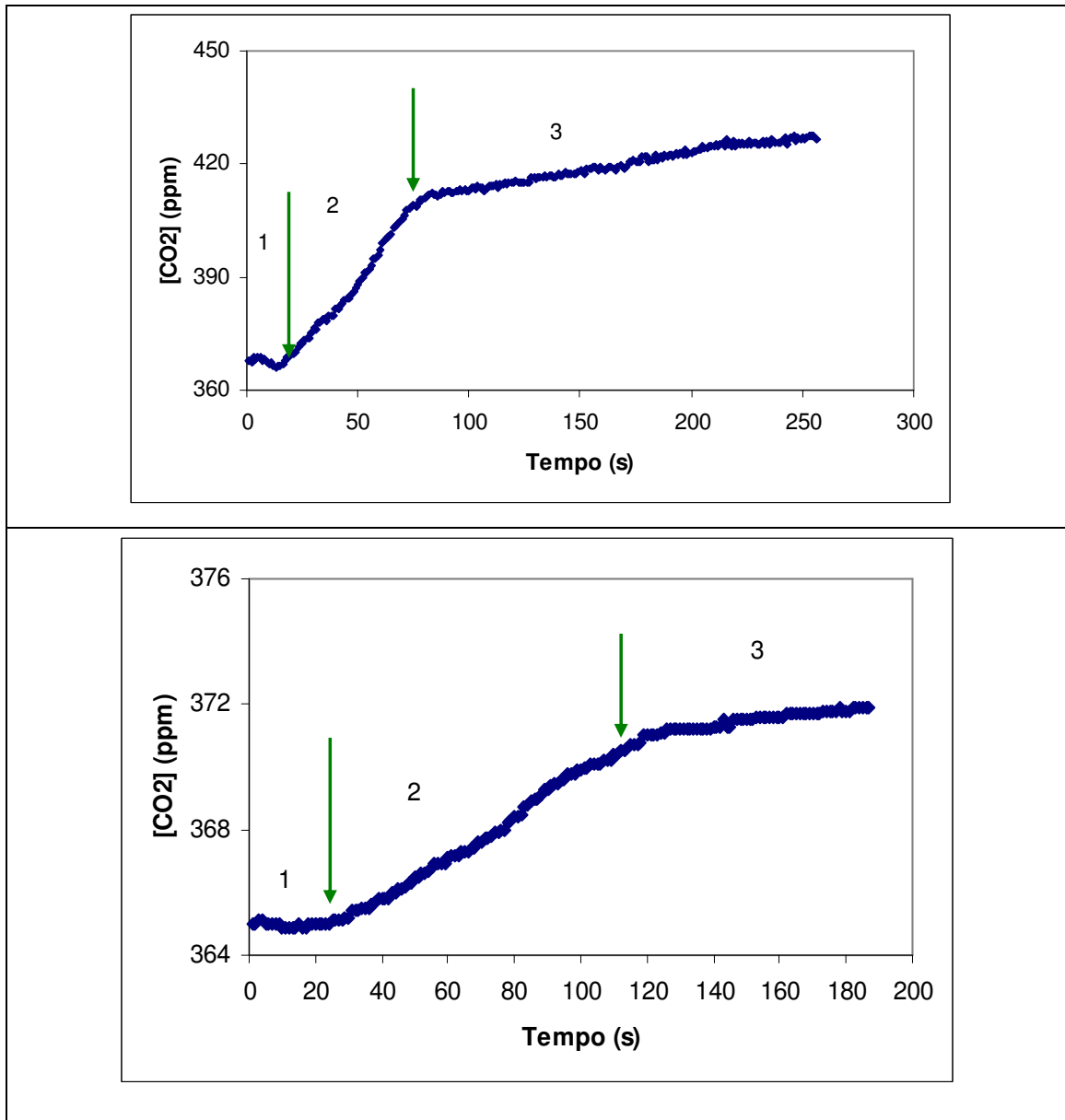


Figura 13. Gráficos do fluxo CO₂ amostrado com camera flutuante.

Local de amostragem JIP2 em 14/01/08 e 11/07/07.

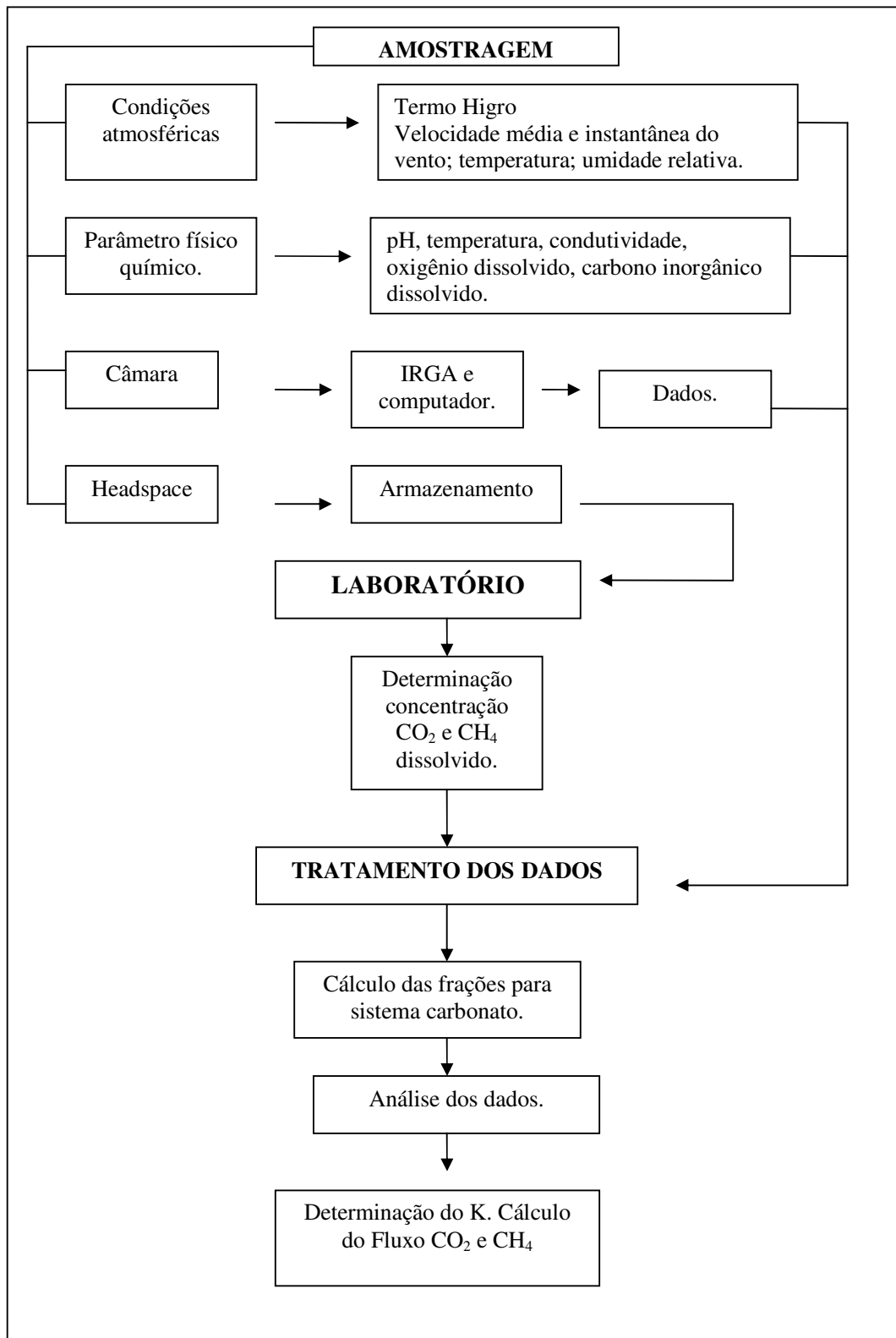


Figura 14. Organograma geral das etapas do trabalho.

6. MÉTODOS ANALÍTICOS

6.1. Concentração de CO₂ e CH₄

A determinação da concentração do CO₂ e CH₄ foi realizada no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), em aparelho cromatografia gasosa com detector de chama ionizante, da marca Shimadzu modelo GC-14, especialmente modificado. A separação do gás é realizada através de coluna empacotada Haysep D; a calibração do sistema foi efetuada com padrões externos, nas concentrações de 300 a 15.100 ppm para CO₂ e de 1,9 a 980 ppm para CH₄.

6.2. Cálculo do fluxo difusivo de CO₂ e CH₄

Os cálculos de fluxo de CO₂ e CH₄ da amostragem de PCO₂ e PCH₄ foram realizados pela equação,

$$F = K L \Delta P \quad (\text{Eq. 12})$$

onde F é o fluxo (mols m⁻² s⁻¹); K é o coeficiente de troca gasosa (m s⁻¹); L é o coeficiente de solubilidade do gás (em mol m⁻³ atm⁻¹); ΔP corresponde a diferença da pressão parcial do gás no ar e em água (atm) (FRANKIGNOULLE, 1988). Weiss (1974) considera que para experimentos de solubilidade entre águas naturais e atmosfera, é conveniente expressar a solubilidade em termos do Coeficiente de Bunsen (β), que é definido como o volume do gás, nas Condições Normais de Temperatura e Pressão (CNTP), absorvido por unidade de volume de solução na temperatura do experimento, considerando a pressão total e fugacidade ao valor de um atm.

Para o CH₄ foi utilizada a equação de solubilidade expressa como Coeficiente de Bunsen (β), adimensional (Eq. 13) (WANNINKHOF, 1992), mas para o CO₂ foi utilizada a equação de solubilidade expressa na unidade de mol L⁻¹atm⁻¹(Eq. 14) (WEISS, 1974) e posteriormente foram realizadas as conversões para ajuste de unidade, para fins de sua aplicabilidade na

equação para cálculo do Fluxo (Eq 12). As equações para cálculo da solubilidade do CH₄ e CO₂ são respectivamente:

$$\text{Ln } \beta = -68,8862 + 101,4956(100/T) + 28,7314 \ln(T/100)^4 \quad (\text{Eq. 13})$$

$$\text{Ln}L_s = -58,0931 + 90,5069(100/T) + 22,2940 \ln (T/100)^5 \quad (\text{Eq. 14})$$

Com relação ao coeficiente de troca gasosa, **K**, estes são apresentados tomando como padrão o valor para o CO₂ a temperatura de 20°C e expresso como (**K**₆₀₀), de acordo com a relação de **K** com número de Schmidt, expressa na equação abaixo.

$$K_{600} = K_x k_{600} = K_x \left(\frac{Sc}{600} \right)^{-0,5} \quad (\text{Eq. 15})$$

O número de Schmidt para CO₂ e CH₄ foi calculado para as temperaturas dos rios, *in situ*, em graus Celsius, de acordo com o polinômio de terceira ordem: (WANNINKOF, 1992):

$$Sc_{CO_2} = 1911,1 - 118,11t + 3,4527t^2 - 0,04132t^3 \quad (\text{Eq. 16})$$

$$Sc_{CH_4} = 1897,8 - 114,28t + 3,2902t^2 - 0,039061t^3 \quad (\text{Eq. 17})$$

6.3. Coeficiente de troca gasosa - **K**

Do experimento com a câmara flutuante obtiveram-se os valores de fluxo de CO₂, que aplicados na equação abaixo, foi calculado os valores de **K**.

$$K = \frac{h_H}{L} \ln \left[\frac{(C_w - LC_a)_1}{(C_w - LC_a)_2} \right] (t_2 - t_1)^{-1} \quad (\text{Eq. 18})$$

Onde h_H corresponde a altura no interior da câmara, em metros; L é o coeficiente de solubilidade, expresso em mol m⁻³ atm⁻¹; C_w é a concentração de CO₂ na água, obtida na amostragem por 'headspace' (PCO₂) e expresso em mol m⁻³; C_a é a concentração de CO₂ no

⁴ – Equação obtida em WANNINKOF, 1992, para cálculo do coeficiente de solubilidade de Bunsen, foi convertido a L_s através da relação: $L_s = \beta/\text{Volume molar}$. (WEISS, 1974).

⁵ – WEISS, 1974, equação para cálculo do coeficiente de solubilidade expresso, na unidade de mol L⁻¹ atm⁻¹. No texto original o coeficiente de solubilidade é representado por K_0 : $\text{Ln } K_0 = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100)$.

interior da câmara, considerados no tempo inicial (1) e final (2). Considera-se que C_w permanece constante com o tempo em função do rápido movimento da água do rio.

6.4. Análise estatística

Neste trabalho foi aplicado teste de hipótese não paramétrico, que implica na suposição de que não existe uma distribuição específica para a população, mas que os dados sejam uma amostra aleatória independente. O procedimento consta de avaliação de duas declarações mutuamente exclusivas sobre uma população, sendo denominadas de hipótese nula (H_0) e hipótese alternativa (H_1). Tem a vantagem de assegurar que a probabilidade de rejeitar H_0 quando esta é falsa, é maior que o poder de um teste não paramétrico correspondente, com tamanhos de amostras iguais.

O teste Kruskal-Wallis avalia a igualdade de medianas para duas ou mais populações. Uma suposição é a de que as amostras de diferentes populações são amostras independentes de distribuição contínua, com as distribuições tendo a mesma forma. É uma alternativa não paramétrica para o teste ANOVA de um fator.

O teste de Mann-Whitney realiza um teste de hipótese para a igualdade de duas medianas populacionais e calcula a estimativa pontual e o intervalo de confiança correspondente. Aplicado para comprovar se dois grupos (A e B) amostrados foram ou não extraídos da mesma população. A hipótese de nulidade (H_0) é que A e B tenham a mesma distribuição, e a hipótese alternativa (H_1).

Para verificar a homogeneidade dos dados no contexto da Bacia Hidrográfica do Ji-Paraná, foi aplicado o teste não paramétrico Kruskal-Wallis, que no texto será reportado com a sigla KW. A análise para cada ponto entre os períodos climatológicos de seca e cheia, foram realizados pelo teste de Mann-Whitney, no texto como MW, através do programa MINITAB15, conduzidos com nível de significância 0,05 ($\alpha=0,05$).

Serão apresentadas também algumas variáveis por meio da média e desvio padrão determinadas aritmeticamente.

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com objetivo de identificar as relações entre os processos biogeoquímicos com o padrão climático característico da Amazônia, as análises dos dados foram realizadas considerando os períodos de vazante, seca, enchente e cheia.

7.1. Temperatura e Condutividade

A temperatura tem importância pela influência sobre demais propriedades físico-químicas da água e está diretamente relacionada à solubilidade dos gases. O valor médio para o rio Comemoração (COM2) foi de $(25,5 \pm 1,3^\circ\text{C})$, e de $(26,4 \pm 1,1^\circ\text{C})$ para o rio Pimenta Bueno (PB2). O rio Ji-Paraná; considerando os dois pontos de amostragem (JIP1 e JIP2) a média foi de $(26,6 \pm 1,1^\circ\text{C})$; no rio Urupá, (URU) a média foi $(27,6 \pm 1,0^\circ\text{C})$; e o maior valor foi para o ponto de amostragem no rio Madeira, (MAD) média $(28,5 \pm 1,3^\circ\text{C})$.

A condutividade elétrica depende da quantidade de sais dissolvidos na água proveniente de minerais dissolvidos. O valor médio para (COM2) foi de $(11,5 \pm 3,6 \mu\text{S cm}^{-1})$, sendo o mais baixo dentre os rios amostrados, seguido do JIP1, $(24,5 \pm 3,3 \mu\text{S cm}^{-1})$. Para (PB2) foi obtido o valor de $(30,9 \pm 2,7 \mu\text{S cm}^{-1})$, e para (JIP2) o valor foi de $(32,4 \pm 3,8 \mu\text{S cm}^{-1})$. Os maiores valores foram para URU $(62,6 \pm 17,2 \mu\text{S cm}^{-1})$ e MAD $(93,7 \pm 25,3 \mu\text{S cm}^{-1})$. Os dados gerais para temperatura e condutividade constam na Tabela 04.

Tabela 04. Valores de condutividade ($\mu\text{S cm}^{-1}$) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

Mês ano	COM2		PB2		JIP1		JIP2		URU		MAD	
	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
05/06	-		-	-	-	-	29,4	23,8	59,0	25,5	-	-
06/06	10,4	24,6	34,5	25,4	25,9	25,1	34,1	25,6	58,2	27,2	78,0	27,7
07/06	8,5	24,9	30,2	25,4	24,4	24,8	30,0	25,9	70,5	28,0	100,7	29,4
08/06	8,3	25,6	28,9	26,2	20,5	25,4	27,7	27,5	84,4	29,2	117,7	29,7
09/06	9,0	25,7	28,5	27,1	22,0	27,4	25,7	26,5	86,7	28,8	139,6	29,7
10/06	8,2	26,8	27,0	27,6	22,4	28,6	39,0	27,8	99,4	29,2	107,3	31,7
03/07	14,2	26,0	36,1	26,6	30,0	27,0	37,8	27,3	37,7	28,0	65,1	27,8
04/07	10,4	26,6	31,2	27,1	-	24,1	36,3	27,5	42,7	27,6	75,1	28,2
05/07	11,2	23,9	31,1	27,1	27,0	26,9	34,0	27,5	49,8	28,0	79,4	26,9
06/07	8,8	24,3	32,0	25,8	24,4	25,3	32,2	25,8	57,0	27,2	76,4	27,4
07/07	9,0	23,5	29,0	24,2	22,2	25,6	29,7	25,6	64,1	26,5	97,6	27,1
08/07	8,1	23,4	27,0	24,9	19,6	23,4	30,1	25,4	78,3	26,5	121,5	28,4
09/07	10,6	27,0	29,0	28,0	20,5	27,0	27,4	27,4	73,0	28,0	143,0	29,7
11/07	15,6	26,7	31,1	28,1	27,4	26,7	33,7	27,8	52,3	28,3	77,4	27,6
12/07	14,0	27,7	33,2	27,5	28,9	27,7	35,5	26,8	54,7	27,4	77,3	29,0
01/08	19,1	24,9	31,3	25,6	23,8	24,9	30,8	26,6	54,3	27,4	72,4	28,6
02/08	17,9	25,8	-	26,3	27,8	25,8	36,0	26,4	42,3	26,4	70,0	27,4

7.2. pH, CID e PCO₂

O pH é o potencial hidrogeniônico, indicando sobre a condição de acidez, neutralidade ou alcalinidade da água. Depende dos processos como dissolução de rochas, absorção de gases da atmosfera, oxidação da matéria orgânica e fotossíntese. A concentração das frações componentes do sistema carbonato, está estreitamente relacionada ao pH. O aparelho utilizado para as medidas (Orion, modelo 250A) tem precisão de $\pm 0,001$, importante para os cálculos dos Coeficientes de Solubilidade e do Número de Schmidt.

Os valores máximos e mínimos por amostragem para cada rio constam na Tabela 05. Devido a problemas logísticos não foi possível a realização de coletas para alguns meses. Os valores obtidos para o rio Comemoração (COM2) foram, em geral, menores, sendo considerado rio de águas ácidas comparado aos demais. O pH mínimo foi de 4,869 e o máximo de 5,818. O rio Pimenta Bueno (PB2) e Ji-Paraná (JIP1 e JIP2) apresentaram valores ácidos tendendo a neutralidade. Para (PB2) o pH mínimo foi de 5,567 e o máximo de 6,953; (JIP1) o valor mínimo foi de 5,667 e o máximo de 6,566; o ponto de coleta (JIP2), os valores variaram de 5,917 a 6,823. O rio Urupá (URU) e o Madeira (MAD) os valores são mais altos, para o primeiro a variação foi de 6,338 a 7,542 e para o rio Madeira foi de 5,980 a 7,656.

Para Carbono Inorgânico Dissolvido (CID), os dados gerais são apresentados graficamente na Figura 15. Os menores valores foram para rio Comemoração (COM2), com valor mediano de (24,0 μM). Nos demais pontos os valores medianos foram: PB2 (83,5 μM); JIP1 (52,9 μM); JIP2 (83,2 μM); URU (153,3 μM); MAD (142,3 μM); com ocorrência de outlier no ponto PB2 (244,6 \pm 23,7 μM) no mês de novembro/07, que está inserido no período de enchente. A Figura 12 apresenta graficamente a distribuição amostral do CID. A análise estatística KW apresentou p-valor $<0,05$, indicando heterogeneidade na distribuição das frações do sistema carbonato dentre os rios amostrados.

Rasera (2005) encontrou valores medianos baixos em concentração de CID para os tributários Pimenta Bueno (37,4 μM) e Comemoração (37,3 μM), e valores mais altos para o rio Urupá (524,2 μM). Na região central da Bacia, próximo à cidade de Ji-Parana, o valor mediano foi de 288 μM .

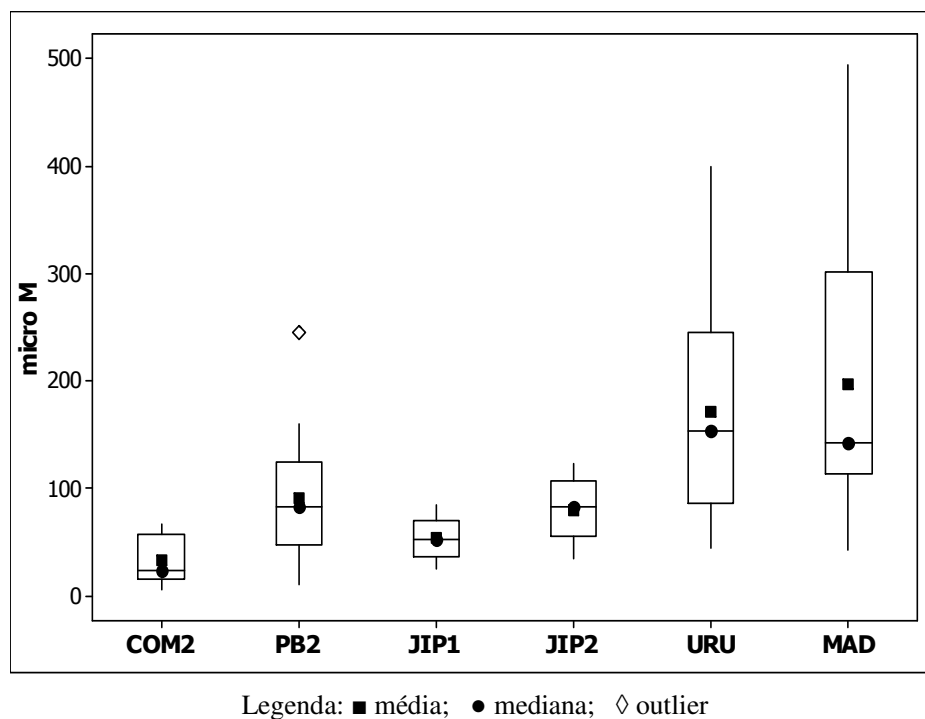


Figura 15. Gráfico da distribuição amostral para CID.

Com relação aos dados de PCO_2 , os rios foram supersaturados em relação à concentração atmosférica, cujo valor médio assumido neste trabalho foi de $365 \mu\text{atm}$ (IPCC, 1997), de 1 a 17 vezes, sendo que no período da cheia os valores para PCO_2 foram superiores aos da seca para todos os rios amostrados. A Figura 13 apresenta a distribuição amostral, com o valor mediano: COM2 ($634,4 \mu\text{atm}$); PB2 ($934,0 \mu\text{atm}$); JIP1 ($910,1 \mu\text{atm}$); JIP2 ($1007,0 \mu\text{atm}$); URU ($831,8 \mu\text{atm}$); MAD ($694,3 \mu\text{atm}$), com a ocorrência de dois outliers para o rio Urupá, correspondendo aos valores de $(2.762,6 \pm 362,7 \mu\text{atm})$, referente ao mês de fevereiro/08, e $(3.724,2 \pm 349,8 \mu\text{atm})$ referente ao mês de março/07. Para mesmo período ocorram maiores valores de fluxo de CO_2 com a metodologia de amostragem com a câmara flutuante e igualmente para os valores calculados com base no equilíbrio de trocas gasosas. Nas Tabelas, 06, 07 e 08 estão relacionados os valores para os componentes do sistema carbonato.

De acordo com Rasera (2005), para o rio Urupá no período de cheia foi observado um aumento de PCO_2 devido à diminuição do pH e drenagem das águas de chuvas em solo eutrófico, característico para esta micro bacia. Os rios Comemoração e Pimenta Bueno localizam-se em solos distróficos e os valores mais altos para o período de cheia devem-se ao fato do aumento de CID que adentra estes rios.

Tabela 05. Valores de pH, mínimo e máximo.

Mês/ano	COM2	PB2	JIP1	JIP2	URU	MAD
05/06	-	-	-	6,377 – 6,396	6,354 – 6,456	6,354 – 6,551
06/06	5,693 - 5,763	6,522 - 6,624	6,350 – 6,402	6,703 – 6,741	6,921 – 6,976	6,756 – 6,927
07/06	5,540 - 5,576	6,693 - 6,746	6,502 – 6,566	6,558 – 6,563	7,234 – 7,283	6,890 – 7,068
08/06	5,495 - 5,590	6,613 - 6,685	6,464 – 6,485	6,479 – 5,514	7,434 – 7,470	7,160 – 7,364
09/06	5,799 - 5,818	6,601 - 6,635	6, 604 – 6,631	6,590 – 6,623	7,200 – 7,214	7,474 – 7,656
10/06	5,254 - 5,397	6,485 - 6,516	6, 194 – 6,216	6,646 – 6,823	6,949 – 6,993	7,253 – 7,357
03/07	5,266 - 5,447	6,144 – 6,154	5,667 – 5,769	6,159 – 6,174	5,791 – 5,811	6,217 – 6,381
04/07	5,184 - 5,189	6,591 – 6,460	-	6,266 – 6,365	6,443 – 6,467	5,980 – 6,418
05/07	5,223 - 5,305	6,038 – 6,100	6,010 – 6,039	6,417 – 6,450	6,412 – 6,466	6,228 – 6,389
06/07	5,865 - 5,867	6,496 – 6,931	6,340 – 6,347	6,523 – 6,542	7,103 – 7,184	6,482 – 6,605
07/07	5,414 - 5,305	6,247 – 6,381	6,270 – 6,292	6,722 – 6,779	7,273 – 7,348	6,739 – 6,891
08/07	4,999 - 5,090	5,567 – 5,993	5,714 – 6,031	6,777 – 6,891	7,268 – 7,295	6,881 – 7,601
09/07	4,869 - 4,875	5,936 – 6,150	5,851 – 5,869	6,720 – 6,770	7,080 – 7,087	7,569 – 7,601
11/07	5,506 - 5,631	6,220 – 6,233	5,943 – 5,960	5,932 – 5,951	6,535 – 7,542	6,500 – 6,961
12/07	5,223 - 5,251	5,944 – 6,953	6,017 – 6,033	6,104 – 6,139	6,464 – 6,469	6,287 – 6,474
01/08	5,392 - 5,408	5,872 – 5,886	6,060 – 6,074	5,917 – 5,932	6,338 – 6,345	6,149 – 6,501
02/08	5,434 - 5,453	6,062 – 6,076	-	6,283 – 6,294	6,454 – 6,509	6,438 – 6,736

Tabela 06. Valores das frações do sistema carbonato, pontos COM2 e PB2.

Mês/ano	COM2					PB2				
	N	[CO ₂ *] (μM)	[HCO ₃ ⁻] (μM)	DIC (μM)	[PCO ₂] (μ atm)	N	[CO ₂ *] (μM)	[HCO ₃ ⁻] (μM)	DIC (μM)	[PCO ₂] (μ atm)
05/06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
06/06	2	19,9 ± 0,2	4,5 ± 0,1	24,4 ± 0,1	575,7 ± 6,6	2	48,3 ± 0,0	79,1 ± 0,1	127,4 ± 0,0	1431,1 ± 0,9
07/06	-	-	-	-	-	2	17,0 ± 3,4	37,8 ± 7,6	54,8 ± 3,6	501,8 ± 100,1
08/06	2	13,1 ± 3,2	2,0 ± 0,5	15,1 ± 1,2	389,9 ± 94,7	2	25,0 ± 7,3	48,4 ± 14,1	73,4 ± 7,1	755,8 ± 220,6
09/06	1	16,4	4,5	19,2	489,4	2	32,8 ± 0,7	60,5 ± 1,2	93,3 ± 0,6	1015,7 ± 20,2
10/06	2	12,9 ± 2,7	1,2 ± 0,3	11,0 ± 0,4	309,6 ± 37,4	2	27,2 ± 6,2	38,0 ± 8,8	65,2 ± 5,0	852,2 ± 196,1
03/07	2	59,6 ± 5,4	5,7 ± 0,5	65,3 ± 2,0	1791,6 ± 161,0	2	99,1 ± 10,3	60,9 ± 6,3	160,0 ± 5,5	3029,4 ± 314,3
04/07	2	54,3 ± 12,7	3,5 ± 0,8	57,8 ± 4,5	1658,3 ± 387,3	2	57,9 ± 8,4	86,3 ± 12,5	144,2 ± 6,9	1792,7 ± 258,6
05/07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
06/07	1	13,7	4,2	18,0	394,6	2	17,1 ± 2,4	28,5 ± 4,0	45,6 ± 2,1	512,6 ± 72,3
07/07	-	-	-	-	-	2	18,5 ± 5,4	41,2 ± 12,1	59,7 ± 5,8	546,5 ± 160,2
08/07	-	-	-	-	-	2	18,6 ± 9,4	5,6 ± 2,8	24,2 ± 4,1	462,0 ± 240,2
09/07	2	13,8 ± 9,4	0,4 ± 0,3	6,6 ± 0,4	427,0 ± 290,1	2	23,3 ± 1,9	11,8 ± 1,0	35,1 ± 1,0	738,6 ± 60,8
11/07	2	30,7 ± 2,7	5,1 ± 0,5	35,8 ± 1,1	941,8 ± 83,8	2	84,2 ± 24,5	160,3 ± 46,7	244,6 ± 23,7	2676,2 ± 779,4
12/07	2	22,0 ± 3,5	1,6 ± 0,3	23,7 ± 1,2	693,0 ± 108,6	3	75,6 ± 3,5	29,2 ± 1,4	104,8 ± 1,6	2364,6 ± 110,0
01/08	2	60,9 ± 1,8	6,4 ± 0,2	67,3 ± 0,7	1779,1 ± 53,1	2	87,2 ± 1,3	28,2 ± 0,4	115,4 ± 0,6	2595,8 ± 38,1
02/08	2	50,3 ± 6,0	5,9 ± 0,7	56,2 ± 2,2	1503,5 ± 180,5	2	68,1 ± 6,3	34,0 ± 3,1	102,1 ± 3,1	2065,7 ± 190,7

Tabela 07. Valores das frações do sistema carbonato, pontos JIP1 e JIP2.

Mês/ano	JIP1					JIP2				
	N	[CO ₂ *] (μM)	[HCO ₃ ⁻] (μM)	DIC (μM)	[PCO ₂] (μ atm)	N	[CO ₂ *] (μM)	[HCO ₃ ⁻] (μM)	DIC (μM)	[PCO ₂] (μ atm)
05/06	-	-	-	-	-	2	54,7 ± 1,5	56,9 ± 1,6	116,6 ± 1,0	1549,6 ± 43,2
06/06	2	40,5 ± 0,6	41,1 ± 0,7	81,6 ± 0,4	1188,7 ± 18,9	3	29,9 ± 2,6	67,9 ± 5,9	97,8 ± 2,8	888,6 ± 76,6
07/06	2	18,2 ± 0,7	27,1 ± 1,0	45,3 ± 0,6	530,3 ± 20,5	2	44,1 ± 6,9	69,4 ± 10,9	113,6 ± 6,0	1323,4 ± 208,4
08/06	2	16,0 ± 2,4	20,8 ± 3,1	36,8 ± 1,8	474,3 ± 69,9	2	17,9 ± 1,3	25,2 ± 1,8	43,1 ± 1,0	561,1 ± 40,5
09/06	2	23,8 ± 1,5	43,8 ± 2,7	67,6 ± 1,4	742,7 ± 45,3	2	24,5 ± 4,1	41,0 ± 6,8	65,5 ± 3,6	747,6 ± 124,6
10/06	3	14,5 ± 0,9	10,2 ± 0,7	24,7 ± 0,5	465,4 ± 30,3	2	27,8 ± 3,1	67,8 ± 7,5	95,6 ± 3,5	876,7 ± 96,7
03/07	2	29,8 ± 10,3	7,5 ± 2,6	37,4 ± 4,3	920,4 ± 319,4	2	65,4 ± 12,4	41,9 ± 8,0	107,3 ± 6,8	2035,7 ± 386,5
04/07	3	-	-	-	-	3	63,3 ± 3,0	60,0 ± 2,9	123,3 ± 2,0	1980,2 ± 95,2
05/07	1	-	-	-	-	1	32,2	38,5	70,7	1007,0
06/07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
07/07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
08/07	-	-	-	-	-	2	21,1 ± 4,5	62,0 ± 13,1	83,2 ± 5,8	626,6 ± 132,0
09/07	-	-	-	-	-	2	11,4 ± 5,8	28,3 ± 14,5	39,7 ± 6,8	355,1 ± 181,8
11/07	2	43,5 ± 10,7	17,1 ± 4,2	60,6 ± 5,0	1392,7 ± 344,0	2	25,3 ± 4,8	9,7 ± 1,9	35,1 ± 2,2	799,2 ± 152,3
12/07	2	28,3 ± 5,3	13,1 ± 2,5	41,4 ± 2,6	899,8 ± 168,8	2	38,9 ± 0,3	22,3 ± 0,2	61,2 ± 0,2	1195,4 ± 10,6
01/08	2	56,9 ± 16,4	28,7 ± 8,3	85,6 ± 8,3	1760,6 (±)	2	40,7 ± 0,2	14,7 ± 0,1	55,5 ± 0,1	1244,7 ± 6,3
02/08	3	54,9 ± 11,5	8,7 ± 1,8	63,6 ± 4,4	1642,7 ± 343,2	2	53,2 ± 4,8	45,4 ± 4,1	98,6 ± 3,0	1616,9 ± 147,3

Tabela 08. Valores das frações do sistema carbonato, pontos URU e MAD.

Mês/ano	URU					MAD				
	N	[CO ₂ *] (μM)	[HCO ₃ -] (μM)	DIC (μM)	[PCO ₂] (μ atm)	N	[CO ₂ *] (μM)	[HCO ₃ -] (μM)	DIC (μM)	[PCO ₂] (μ atm)
05/06	2	23,4 ± 3,	59,4 ± 8,4	82,9 ± 3,9	695,6 ± 98,2	-	-	-	-	-
06/06	2	17,0 ± 2,0	69,3 ± 8,1	86,3 ± 3,4	526,9 ± 61,8	4	36,9 ± 0,3	99,1 ± 3,3	136,1 ± 1,2	1160,3 ± 4,1
07/06	3	28,5 ± 1,0	239,4 ± 8,1	268,2 ± 3,0	904,3 ± 30,4	4	15,1 ± 4,7	93,5 ± 11,7	112,7 ± 4,3	631,9 ± 43,6
08/06	2	22,0 ± 1,1	290,7 ± 14,4	313,1 ± 5,2	720,0 ± 35,6	6	17,5 ± 1,2	130,9 ± 18,2	148,5 ± 6,5	579,3 ± 34,4
09/06	3	44,0 ± 6,7	354,1 ± 53,7	398,4 ± 20,1	1424,5 ± 216,1	5	22,5 ± 1,0	419,5 ± 60,4	443,0 ± 20,5	746,6 ± 19,9
10/06	2	47,6 ± 4,1	205,7 ± 17,9	253,5 ± 7,3	1556,3 ± 135,2	3	8,8 ± 0,3	85,8 ± 10,1	109,0 ± 3,4	305,5 ± 7,4
03/07	2	117,5 ± 11,0	32,8 ± 3,1	150,3 ± 4,7	3724,2 ± 349,8	4	157,4 ± 3,8	150,9 ± 25,6	308,3 ± 9,8	4749,4 ± 234,8
04/07	2	31,6 ± 2,0	40,1 ± 2,5	71,8 ± 1,5	992,1 ± 62,3	6	191,0 ± 37,9	90,5 ± 13,5	281,5 ± 17,1	6096,1 ± 1241,8
05/07	3	-	-	-	-	6	97,3 ± 5,0	87,8 ± 4,6	185,1 ± 3,2	3008,5 ± 183,5
06/07	2	11,6 ± 3,2	74,0 ± 20,6	85,6 ± 7,9	358,8 ± 99,7	6	61,7 ± 6,8	104,5 ± 4,9	166,2 ± 3,9	1927,7 ± 209,7
07/07	2	20,1 ± 0,2	187,7 ± 1,6	208,0 ± 0,6	613,3 ± 5,1	3	14,0 ± 1,1	46,4 ± 2,2	121,9 ± 13,5	442,4 ± 34,9
08/07	2	22,9 ± 2,3	195,7 ± 19,9	218,8 ± 7,4	698,3 ± 70,8	2	4,0 ± 1,9	17,5 ± 3,2	117,3 ± 6,7	126,6 ± 59,0
09/07	2	24,0 ± 1,2	132,3 ± 6,9	156,4 ± 2,7	759,2 ± 39,5	4	6,9 ± 0,7	126,1 ± 8,5	493,4 ± 29,3	230,0 ± 22,6
11/07	2	37,4 ± 31,8	58,1 ± 49,4	95,5 ± 27,1	1195,0 ± 1016,5	4	18,1 ± 6,9	43,6 ± 15,4	61,7 ± 7,4	562,2 ± 205,3
12/07	2	40,5 ± 0,8	52,8 ± 1,0	93,3 ± 0,6	1264,4 ± 23,5	5	19,7 ± 0,3	23,4 ± 3,1	43,1 ± 1,1	641,9 ± 10,3
01/08	2	22,6 ± 0,3	21,9 ± 0,3	44,5 ± 0,2	704,4 ± 9,6	5	58,4 ± 5,1	60,9 ± 5,5	119,3 ± 3,5	1879,1 ± 178,9
02/08	2	90,9 ± 11,9	121,8 ± 16,0	212,7 ± 9,3	2762,6 ± 362,7	6	114,0 ± 5,6	193,7 ± 79,0	307,7 ± 28,2	3561,6 ± 142,7

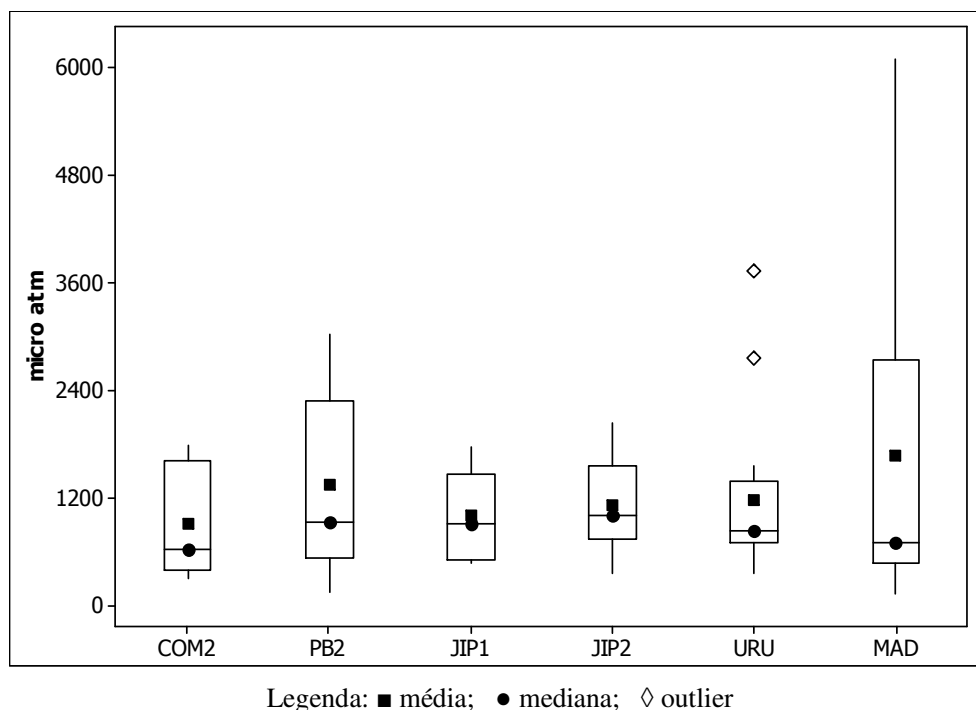


Figura 16. Gráfico da distribuição amostral para PCO₂.

De acordo com os valores obtidos para pH, condutividade e CID a bacia do Ji-Paraná pode se subdividir em áreas de distintas características, representada em um diagrama unifilar simplificado, apresentado na Figura 17. O rio Comemoração se destaca apresentando valor mais baixo para pH, condutividade e CID. O canal principal do rio Ji-Paraná apresenta-se como uma mistura dos tributários amostrados; integrando a bacia hidrográfica, o Urupá se destaca com os maiores valores para as variáveis em questão. O Rio Madeira segue as características do Urupá, apresentando maiores valores de pH, condutividade e CID. Os dados estão de acordo com Ballester et al. (2005), que subdivide a Bacia do Ji-Paraná em três grupos através da classificação de Stallard e Edmond (1983). Esta se baseia no somatório dos íons maiores de cargas positivas (TZ⁺): Grupo 1, valores de TZ⁺ variando de 25 a 200 $\mu\text{eq.L}^{-1}$, e condutividade elétrica entre 5 e 25 $\mu\text{S cm}^{-1}$. A este grupo pertence o Rio Comemoração. Grupo 2, valores de TZ⁺ variando entre 201 e 450 $\mu\text{eq.L}^{-1}$ e condutividade elétrica entre 25 – 50 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Pertencem a este grupo o Rio Pimenta Bueno e o Ji-Paraná. Grupo 3, valores de valores de TZ⁺ variando entre 451 e 653 $\mu\text{eq.L}^{-1}$ e condutividade elétrica entre 50 – 100 $\mu\text{S cm}^{-1}$.

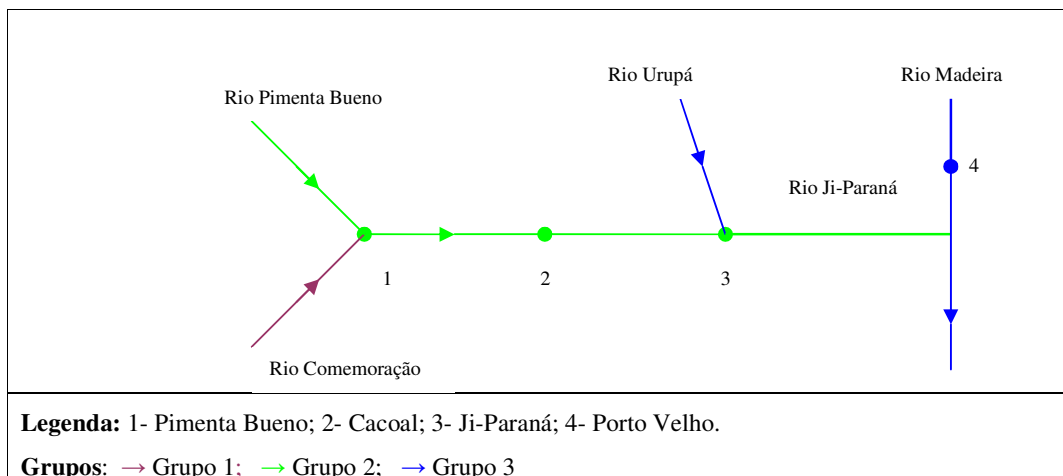


Figura 17. Diagrama Unifilar para a Bacia do Ji-Paraná.

7.3. Valor de K_{600} para CO_2 e CH_4

Através do experimento com a câmara flutuante, foi possível calcular valores para o coeficiente de troca gasosa (K), para o gás dióxido de carbono, que foi convertido ao valor de referencia, CO_2 a temperatura de 25°C , denominado como K_{600} . Nas Tabelas 09 e 10 são apresentados os valores médios calculados, para cada ponto de coleta.

Os valores de K_{600} calculados para CO_2 no rio Comemoração (COM2) variaram de $(1,8 \pm 0,7$ a $41,0 \pm 7,3 \text{ cm h}^{-1})$; rio Pimenta Bueno (PB2) $(6,4 \pm 0,4$ a $58,0 \pm 24,6 \text{ cm h}^{-1})$. No rio Ji-Paraná os valores obtidos no ponto JIP1 variaram de $(5,4 \pm 0,7$ a $97,9 \pm 11,5 \text{ cm h}^{-1})$; JIP2 $(6,6 \pm 3,4$ a $49,1 \pm 8,7 \text{ cm h}^{-1})$. O afluente Urupá (URU) os valores variaram de $(6,0 \pm 1,5$ a $66,5 \pm 46,0 \text{ cm h}^{-1})$; e para o rio Madeira (MAD) de $(5,1 \pm 0,7$ a $55,1 \pm 5,6 \text{ cm h}^{-1})$. Para o gás metano, os valores expressos como K_{600} para COM2 variaram de $(2,1 \pm 0,8$ a $45,4 \pm 8,1 \text{ cm h}^{-1})$; PB2 $(6,4 \pm 0,4$ a $58,0 \pm 24,6 \text{ cm h}^{-1})$. No rio Ji-Paraná os valores obtidos no ponto JIP1 variaram de $(7,4 \pm 0,5$ a $67,7 \pm 28,7 \text{ cm h}^{-1})$; JIP2 $(5,2 \pm 3,2$ a $56,6 \pm 10,0 \text{ cm h}^{-1})$; URU os valores variaram de $(7,1 \pm 1,8$ a $78,6 \pm 54,4 \text{ cm h}^{-1})$; e para MAD de $(26,1 \pm 2,4$ a $68,2 \pm 5,6 \text{ cm h}^{-1})$

Tabela 09. Valores médios K_{CO_2} expresso como K_{600} , velocidade do vento e temperatura da água para pontos COM2, PB2 e JIP1.

Mês/ano	COM2				PB2				JIP1			
		K_{CO_2}	T	Vento		K_{CO_2}	T	Vento		K_{CO_2}	T	Vento
	N	($cm\ h^{-1}$)	($^{\circ}C$)	($m\ s^{-1}$)	N	($cm\ h^{-1}$)	($^{\circ}C$)	($m\ s^{-1}$)	N	($cm\ h^{-1}$)	($^{\circ}C$)	($m\ s^{-1}$)
05/06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
06/06	-	-	24,6	1,1	-	-	25,4	1,0	-	-	25,1	1,0
07/06	-	-	24,9	3,6	3	$20,7 \pm 8,7$	25,4	2,3	3	$18,5 \pm 1,9$	24,8	2,5
08/06	2	$27,9 \pm 8,3$	25,6	1,1	3	$30,2 \pm 4,4$	26,2	0,7	2	$20,0 \pm 0,7$	25,4	0,3
09/06	-	-	25,7	0,9	3	$24,7 \pm 2,3$	27,1	1,1	2	$5,4 \pm 0,7$	27,4	0,9
10/06	-	-	26,8	0,9	3	$12,7 \pm 2,0$	27,6	0,7	-	-	28,6	0,4
03/07	2	$2,9 \pm 0,3$	26,0	0,9	2	$6,4 \pm 0,4$	26,6	0,6	-	-	27,0	1,1
04/07	2	$1,8 \pm 0,7$	26,6	1,0	-	-	27,1	1,2	-	-	24,1	-
05/07	-	-	23,9	0,6	2	$58,0 \pm 24,6$	27,1	0,6	-	-	26,9	1,8
06/07	2	$12,8 \pm 2,4$	24,3	1,0	3	$43,4 \pm 7,9$	25,8	1,5	2	$66,6 \pm 0,3$	25,3	1,0
07/07	-	-	23,5	1,4	2	$20,6 \pm 3,9$	24,2	1,1	2	$28,0 \pm 6,7$	25,6	1,7
08/07	-	-	23,4	0,7	1	10,5	24,9	0,7	-	-	23,4	0,0
09/07	-	$21,6 \pm 4,6$	27,0	1,1	2	$32,0 \pm 26,4$	28,0	1,0	2	$97,9 \pm 11,5$	27,0	0,5
11/07	-	-	26,7	0,7	-	-	28,1	0,8	-	-	26,7	1,2
12/07	2	$16,1 \pm 2,1$	27,7	1,5	2	$15,8 \pm 4,8$	27,5	1,8	2	$38,8 \pm 8,0$	27,7	1,3
01/08	3	$41,0 \pm 7,3$	24,9	2,5	3	$21,2 \pm 1,8$	25,6	2,4	2	$34,1 \pm 0,0$	24,9	0,9
02/08	-	-	25,8	2,1	-	-	26,3	1,7	-	-	25,8	1,0

Tabela 10. Valores médios K_{CO_2} expresso como K_{600} , velocidade do vento e temperatura da água para pontos JIP2, URU, MAD.

Mês/ano	JIP2				URU				MAD			
	N	K_{co2}	T	Vento	N	K_{co2}	T	Vento	N	K_{co2}	T	Vento
		($cm\ h^{-1}$)	($^{\circ}C$)	($m\ s^{-1}$)		($cm\ h^{-1}$)	($^{\circ}C$)	($m\ s^{-1}$)		($cm\ h^{-1}$)	($^{\circ}C$)	($m\ s^{-1}$)
05/06	-	-	23,8	1,4	-	-	25,5	0,7	-	-	-	-
06/06	-	-	25,6	0,6	-	-	27,2	0,6	-	-	27,7	1,3
07/06	2	4,6 ± 2,8	25,9	0,5	4	15,1 ± 0,7	28,0	1,8	4	55,1 ± 5,6	29,4	2,1
08/06	2	14,3 ± 1,5	27,5	2,7	3	9,2 ± 1,8	29,2	1,0	3	43,0 ± 11,2	29,7	1,1
09/06	3	10,8 ± 0,9	26,5	3,5	3	6,6 ± 0,7	28,8	0,7	4	41,9 ± 2,3	29,7	1,4
10/06	3	13,7 ± 3,9	27,8	2,0	4	16,2 ± 2,5	29,2	0,6	-	-	31,7	2,3
03/07	3	10,8 ± 2,1	27,3	1,2	3	13,5 ± 0,7	28,0	1,2	4	5,1 ± 0,7	27,8	1,8
04/07	2	6,6 ± 3,4	27,5	0,7	2	66,5 ± 46,0	27,6	0,5	6	15,3 ± 3,0	28,2	1,5
05/07	2	21,3 ± 0,8	27,5	1,2	-	-	28,0	1,1	5	28,1 ± 4,2	26,9	1,8
06/07	2	19,7 ± 0,4	25,8	1,1	3	13,5 ± 4,6	27,2	0,6	8	35,3 ± 2,3	27,4	1,5
07/07	4	18,3 ± 2,3	25,6	3,6	3	16,7 ± 1,1	26,5	1,0	-	-	27,1	1,7
08/07	2	16,0 ± 10,0	25,4	1,1	3	13,0 ± 2,3	26,5	3,1	6	39,4 ± 5,8	28,4	1,4
09/07	3	14,6 ± 1,7	27,4	-	3	13,9 ± 5,7	28,0	-	6	31,0 ± 4,7	29,7	1,2
11/07	-	-	27,8	1,4	-	-	28,3	1,0	-	-	27,6	0,6
12/07	2	12,4 ± 1,2	26,8	2,2	3	6,0 ± 1,5	27,4	1,0	-	-	29,0	0,9
01/08	3	49,1 ± 8,7	26,6	2,3	2	25,5 ± 7,6	27,4	0,5	8	32,5 ± 1,0	28,6	0,8
02/08	-	-	26,4	2,8	-	-	26,4	0,9	-	-	27,4	0,5

Na Tabela 11 são apresentados os valores médios de K_{CO_2} e K_{CH_4} , expressos como K_{600} , por ponto de amostragem. O valor mais alto obtido para K_{CO_2} foi para JIP1 ($37,9 \pm 2,1 \text{ cm h}^{-1}$) e o menor para URU ($16,0 \pm 5,7 \text{ cm h}^{-1}$). A média geral de K_{CO_2} foi ($23,5 \pm 8,5 \text{ cm h}^{-1}$).

Tabela 11. Valor médio de K_{600} por ponto amostragem.

Local	CO ₂	CH ₄
	$K_{600} (\text{cm h}^{-1})$	$K_{600} (\text{cm h}^{-1})$
	Média	Média
COM2	$18,0 \pm 2,8$	$22,2 \pm 11,5$
PB2	$22,0 \pm 11,3$	$27,6 \pm 15,3$
JIP1	$37,9 \pm 2,1$	$44,7 \pm 28,0$
JIP2	$17,8 \pm 5,3$	$19,2 \pm 11,2$
URU	$16,0 \pm 5,7$	$20,8 \pm 16,0$
MAD	$29,4 \pm 9,6$	$38,2 \pm 12,1$
Média geral	$23,5 \pm 8,5$	$28,8 \pm 10,4$

Através da equação (09) procedeu-se aos cálculos para o coeficiente de troca gasosa do gás metano, expresso também como K_{600} através dos respectivos K_{CO_2} e, quando da ausência deste, o valor de K_{CH_4} foi estimado com o valor médio de K_{CO_2} correspondente ao período de seca ou cheia. O valor médio por rio amostrado esta relacionado na Tabela 11 e o obtido por cada amostragem é apresentados na Tabela 12. O resultado mais alto foi para JIP1 ($44,7 \pm 28,0 \text{ cm h}^{-1}$) e o menor valor para URU ($20,8 \pm 16,0 \text{ cm h}^{-1}$). A média geral foi de ($28,8 \pm 10,4 \text{ cm h}^{-1}$). O teste KW para homogeneidade das amostras apresentou p-valor $<0,05$.

O coeficiente de troca gasosa é uma importante variável nos cálculos de fluxo gasoso, mas com dificuldade de ser determinado para os diferentes ambientes. Esforços são dedicados a se estabelecer medidas mais adequadas e em acordo aos processos ambientais característicos, com objetivo de melhores estimativas do fluxo de gases.

Richey et al. (2002), em estudo na bacia Central do Amazonas, para o canal principal do rio Amazonas calculou K através da metodologia da câmara flutuante com o gás traçador isotópico ^{222}Rn , obtendo o valor de $9,6 \pm 3,7 \text{ cm h}^{-1}$ para o rio Amazonas e $5,0 \pm 2,1 \text{ cm h}^{-1}$ para os tributários. Raymond et al (1997) em estudo no Rio Hudson, estimou K em função da velocidade do vento, e relacionou os valores de PCO_2 calculado através do CID com valores medidos pela metodologia de equilíbrio de troca gasosa, encontrando $r^2 = 0,60$ para regressão.

Tabela 12. Valores médios K_{CH_4} , expressos como K_{600}

Mês/ano	N	COM2	N	PB2	N	JIP1	N	JIP2	N	URU	N	MAD
05/06	-	-	-	-	-	-	-	15,1 ± 6,1*		22,4 ± 23,4*		-
06/06	2	24,2 ± 9,9*	2	33,6 ± 16,4*	2	43,8 ± 10,3*	2	15,8 ± 6,4*	2	23,4 ± 24,3*	3	43,0 ± 0,3*
07/06	2	24,4 ± 10,0*	2	23,2 ± 9,7	2	20,4 ± 2,1	2	5,2 ± 3,2	2	18,0 ± 0,8	3	68,2 ± 5,6
08/06	2	31,4 ± 9,3	2	34,5 ± 5,0	2	22,4 ± 0,8	2	16,8 ± 1,8	2	11,4 ± 2,2	4	53,7 ± 11,2
09/06	3	22,6 ± 21,8*	2	28,9 ± 2,7	2	6,4 ± 0,8	2	12,4 ± 1,0	2	8,1 ± 0,9	4	51,8 ± 2,3
10/06	3	23,2 ± 22,4*	2	15,0 ± 2,4	2	44,3 ± 4,0*	2	16,3 ± 4,6	2	20,0 ± 3,1	5	30,1 ± 13,0
03/07	2	3,3 ± 0,3	2	7,4 ± 0,5		42,5 ± 3,8*	2	12,7 ± 2,5	2	16,2 ± 0,8	6	28,7 ± 32,1
04/07	2	2,1 ± 0,8	2	35,0 ± 17,0*	-	-	2	7,8 ± 4,0	2	78,6 ± 54,4	3	36,6 ± 25,8
05/07	2	13,7 ± 2,9	3	67,7 ± 28,7	-	-	2	25,2 ± 0,9	2	23,9 ± 24,8*	3	28,5 ± 6,9
06/07	2	13,9 ± 2,6	2	49,0 ± 8,9	2	74,4 ± 0,3	2	22,2 ± 0,5	2	15,8 ± 5,4	4	31,0 ± 15,1
07/07	2	37,3 ± 4,6	2	22,5 ± 4,2	3	31,2 ± 7,5	2	20,6 ± 2,6	2	19,2 ± 1,3	3	42,9 ± 1,8*
08/07	2	35,3 ± 3,4	2	11,7 ± 0,0	2	44,3 ± 10,5*	2	17,6 ± 11,0	2	14,9 ± 2,6	5	46,1 ± 5,0
09/07	2	25,2 ± 5,4	2	38,2 ± 31,5	2	120,5 ± 14,2	2	17,1 ± 2,0	2	16,6 ± 6,8	4	38,9 ± 6,3
11/07	2	23,1 ± 22,3*	2	16,8 ± 7,4*	2	44,1 ± 11,2*	2	25,6 ± 1,7*	2	14,3 ± 6,4*	3	26,8 ± 0,4*
12/07	2	19,1 ± 2,5	2	18,7 ± 5,7	3	46,5 ± 9,6	2	14,3 ± 1,4	2	7,1 ± 1,8	4	26,1 ± 2,4
01/08	3	45,4 ± 8,1	2	23,9 ± 2,0	2	39,8 ± 0,0	2	56,6 ± 10,0	2	30,0 ± 8,9	3	32,2 ± 10,3
02/08	2	22,6 ± 21,8*	2	16,0 ± 7,1*	-	-	2	24,7 ± 1,6*	3	13,7 ± 6,1*	3	26,6 ± 0,1*

Obs. * são valores obtidos a partir do valor médio de $K_{600} CO_2$.

Os valores obtidos neste trabalho são superiores aos encontrados por Richey et al. (2002) e Devol, 1987, o que indica que em ambiente natural a ação conjunta de mais variáveis como, processos de turbulência, presença de ondas na superfície ocasionadas tanto pelo vento como pedras, podem influenciar o valor de K . Marino e Howarth (1993) encontraram que a influência do vento foi particularmente pronunciada em estuários e lagos, e que para estudos em oceanos a influência do vento foi menor, provavelmente devido ao fato de que para o oceano a turbulência na superfície pode ser espacialmente e temporalmente dissociada do vento.

7.4. Fluxo CO₂ calculado

O fluxo de CO₂ foi calculado de acordo com a Equação 12, considerando a pressão parcial do CO₂ dissolvido na água, valor obtido através da metodologia de amostragem de equilíbrio troca gasosa - 'headspace' e a concentração de CO₂ na atmosfera, de 365 ppm (IPCC, 2007). Os dados gerais estão relacionados na Tabela 13 e na Figura 18 estão graficamente representados a distribuição amostral. O ponto COM2 apresentou menor valor mediano (395,6 mg C m⁻² d⁻¹) seguido do URU (631,4 mg C m⁻² d⁻¹). Na seqüência de menores valores, segue o JIP2 (902,1 mg C m⁻² d⁻¹); MAD (1.456,4 mg C m⁻² d⁻¹); PB2 (1.493,4 mg C m⁻² d⁻¹) e JIP1 (1.883,8 mg C m⁻² d⁻¹).

São observados outliers e todos correspondem a valores médios altos também observados para fluxo de CO₂ obtidos com a câmara flutuante. Para o rio Comemoração (COM2) o valor de outlier foi (5.708,5 ± 214,4 mg C m⁻² d⁻¹); JIP2 (4.065,8 ± 29,1 mg C m⁻² d⁻¹). Para o ponto de amostragem no rio Urupá (URU), foi observado ocorrência de dois outliers, mas graficamente os símbolos estão sobrepostos, (4.083,6 ± 617,8 e 4.117,4 ± 428,8 mg C m⁻² d⁻¹), sendo que o primeiro valor foi obtido com K_{CO_2} estimado. Para o rio Madeira (MAD) também foi observada a ocorrência de dois outliers, (8.574,5 ± 1459,9 mg C m⁻² d⁻¹) e (8.170,7 ± 2549,7 mg C m⁻² d⁻¹). Análise estatística KW para todos os pontos apresentou p-valor <0,05, mas para somente os pontos que integram a Bacia do Ji-Paraná, o teste apresentou p-valor >0,05.

Tabela 13. Valores médios para Fluxo CO₂ (mg C m⁻² d⁻¹) calculado.

Mês/ano	N	COM2	N	PB2	N	JIP1	N	JIP2	N	URU	N	MAD
05/06	-	-	-	-	-	-		1958,6 ± 71,4 *	2	576,6 ± 171,3 *	-	-
06/06	2	370,2 ± 11,6 *	2	2558,3 ± 2,2 *	2	3.121,8 ± 71,6 *	2	824,8 ± 120,7 *	2	270,1 ± 103,1 *	4	2968,3 ± 1015,2 *
07/06	-	-	2	275,1 ± 201,3	2	301,9 ± 37,4	3	422,7 ± 91,9	3	881,4 ± 49,7 *	4	1441,3 ± 654,6
08/06	2	67,1 ± 255,3	2	1122,6 ± 633,7	2	212,4 ± 135,8	2	257,9 ± 53,3	2	287,7 ± 28,8	6	313,1 ± 503,3
09/06	1	1214,6 ± 2620,5	2	1493,4 ± 46,4	2	188,0 ± 22,6	2	390,0 ± 127,0	3	622,2 ± 126,9	5	1456,4 ± 1126,9
10/06	2	-	2	567,6 ± 228,4	3	347,4 ± 104,9 *	2	639,7 ± 120,9	2	1700,0 ± 192,9	3	-
03/07	2	395,6 ± 44,6	2	1605,1 ± 189,3	2	1888,5 ± 1086,0	2	1667,9 ± 385,8	2	4117,4 ± 428,8	4	1829,6 ± 131,3
04/07	2	219,1 ± 65,6	2	3276,6 ± 593,5 *	3	-	2	980,3 ± 57,8	2	977,9 ± 97,1	6	8574,5 ± 1459,9
05/07	-	-	-	-	-	-	3	1257,5	3	-	6	5754,2 ±
06/07	1	37,9	2	615,8 ± 301,6	-	-	-	1	80,4	6	2979,9 ± 15555,1	
07/07	-	-	2	375,1 ± 331,1	-	-	-	2	391,3 ± 8,0	3	1295,7 ± 826,2	
08/07	-	-	2	100,3 ± 283,5	-	-	2	416,6 ± 210,2	2	408,9 ± 86,9	2	1301,9 ± 550,7
09/07	2	124,8 ± 68,8	2	1085,4 ± 176,6	-	-	1	159,8	2	497,5 ± 49,8	4	1003,1 ± 469,1
10/07	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-
11/07	2	958,5 ± 139,3 *	3	5169,9 ± 1743,4 *	2	3574,5 ± 1196,5	2	684,0 ± 239,9 *	2	1346,1 ± 1648,6*	5	600,1 ± 630,3 *
12/07	2	483,1 ± 160,0	2	2905,4 ± 159,8	2	1879,2 ± 593,1	2	964,2 ± 12,3	2	497,5 ± 13,0	5	1367,7 ± 980,5
01/08	2	5708,5 ± 214,4	2	4570,3 ± 78,1	3	4421,8 ± 1613,7	2	4065,8 ± 29,1	2	789,0 ± 22,6	6	3978,1 ± 758
02/08	2	1937,1 ± 307,1 *	2	3985,3 ± 446,9*	3	4048,3 ± 1087,4 *	2	1930,9 ± 227,2 *	-	4083,6 ± 617,8 *	5	8170,7 ± 2549,7*

* valores estimados com KCO2 médio para o respectivo período de seca ou cheia.

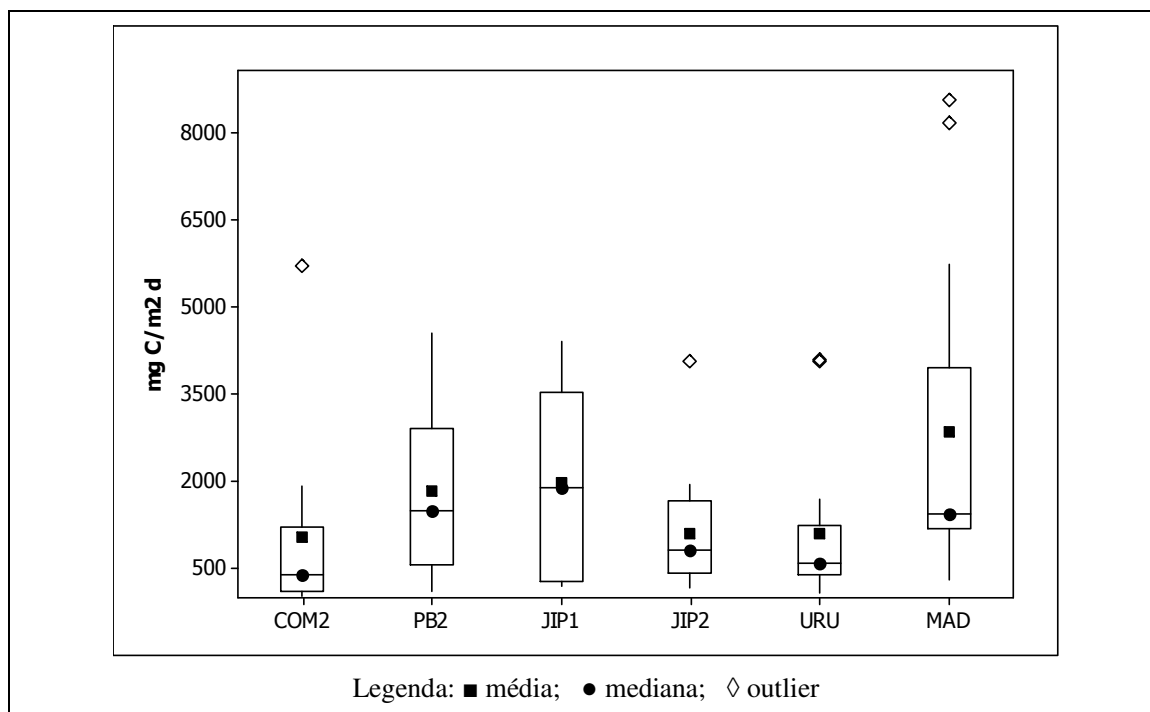


Figura 18. Gráfico da distribuição amostral para fluxo CO₂ calculado.

7.5. Fluxo CO₂ medido com Câmara Flutuante

Com a metodologia da câmara foram possíveis três ações importantes: proceder aos cálculos da velocidade de transferência gasosa (K) para todos os rios amostrados e com boa representatividade para os distintos períodos climáticos da Amazônia; de posse deste, foi possível estimar o fluxo de CO₂; calcular o valor de K para CH₄ e proceder ao cálculo de fluxo de CH₄. Os valores para fluxo de CO₂ com a câmara estão organizados na Tabela 14. Foram considerados validos os valores de fluxo com coeficiente de regressão linear > 0,90.

A representação gráfica dos valores de fluxo de CO₂ com a câmara estão na Figura 19. Os valores medianos para cada ponto foram: COM2 (653,1 mg C m⁻²dia⁻¹); PB2 (1434,6 mg C m⁻²dia⁻¹); JIP1 (853,2 mg C m⁻²dia⁻¹); JIP2 (574,7 mg C m⁻²dia⁻¹); URU (924,6 mg C m⁻²dia⁻¹); MAD (4065,2 mg C m⁻²dia⁻¹). A presença de outliers ocorreu na amostragem do mês janeiro/08, para os pontos, COM2 (8304,2 ± 1370,2 mg C m⁻²dia⁻¹); PB2 (5785,6 ± 628,3 mg C m⁻²dia⁻¹); JIP2 (6664,0 ± 1157,6 mg C m⁻²dia⁻¹). Os menores valores e variação ocorreram para o rio Comemoração e os maiores valores e variação foram para o rio Madeira.

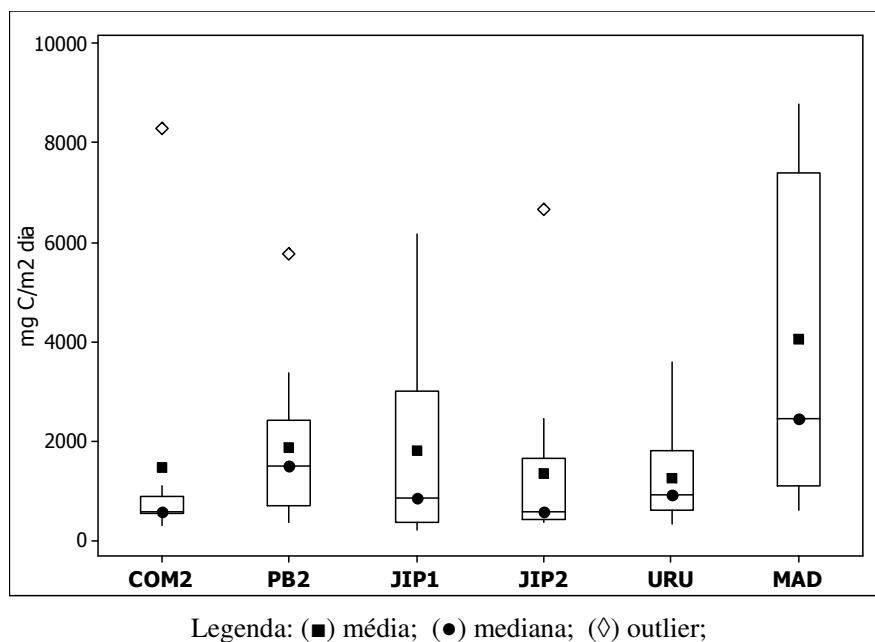


Figura 19. Gráfico da distribuição amostral para fluxo CO₂, medidos com a câmara.

O teste KW realizado para o conjunto dos pontos, indica diferenças entre os mesmos (p-valor < 0,05). Aplicado o teste excluindo o rio Madeira, o resultado favorece a homogeneidade da Bacia do Ji-Paraná (p-valor > 0,05).

7.6. Sazonalidade e fluxo de CO₂ e CH₄

Os dados de fluxo de CO₂ e CH₄ foram agrupados com base na característica climática da região que possibilita a divisão do ano hidrológico em seca, enchente, cheia e vazante e analisado considerando este comportamento. A representação gráfica está nas Figuras 20 a 22.

Os valores médios de fluxo de CO₂ para o ponto COM2 são apresentados a seguir, sendo o primeiro valor calculado e o segundo valor para a câmara: vazante ($209,1 \pm 166,4$ e $435,1 \pm 170,6$ mg C m⁻² d⁻¹); seca ($468,8 \pm 646,6$ e $710,3 \pm 263,2$ mg C m⁻² d⁻¹); enchente ($720,8 \pm 336,1$ e $683,2$ mg C m⁻² d⁻¹); cheia ($2.680,4 \pm 2.733,3$ e $4.436,2 \pm 5.470,2$ mg C m⁻² d⁻¹).

Tabela 14. Valores médios para Fluxo CO₂ (mg C m⁻² d⁻¹) com a câmara flutuante.

Mês/ano	N	COM2	N	PB2	N	JIP1	N	JIP2	N	URU	N	MAD
07/06	-	-	2	575,9 ± 194,3	4	618,1 ± 129,9	2	365,4 ± 9,2	3	659,9 ± 16,9	3	1890,7 ± 148,1
08/06	2	558,5 ± 136,8	3	1107,8 ± 160,3	4	358,6 ± 159,6	3	379,9 ± 54,9	3	318,6 ± 49,2	3	610,3 ± 203,3
09/06	-	-	3	1558,9 ± 102,7	2	201,3 ± 32,8	3	428,9 ± 74,0	3	467,4 ± 56,2	4	1531,9 ± 117,6
10/06	-	-	4	600,2 ± 126,4	-	-	2	404,2 ± 21,6	3	1290,1 ± 207,7	-	-
03/07	2	568,2 ± 55,7	3	2385,5 ± 50,5	-	-	3	1102,6 ± 181,2	3	2343,7 ± 50,4	4	2466,9 ± 164,5
04/07	2	314,4 ± 113,7	-	-	-	-	2	1829,0 ± 29,5	1	2481,0	6	8799,0 ± 926,4
05/07	-	-	2	1421,8 ± 369,6	3	1614,8 ± 155,4	3	2460,2 ± 151,8	2	924,6 ± 246,7	7	8441,2 ± 662,8
06/07	2	555,7 ± 159,1	3	1889,4 ± 592,5	2	2234,0 ± 26,3	2	812,2 ± 47,6	3	538,4 ± 220,5	7	5663,5 ± 992,2
07/07	2	1097,3 ± 195,0	3	1017,3 ± 480,2	2	340,5 ± 71,3	3	546,4 ± 29,5	3	1108,6 ± 118,9	-	-
08/07	3	653,1 ± 57,6	1	357,0	-	-	3	495,8 ± 144,0	3	974,6 ± 192,2	8	2024,9 ± 431,6
09/07	2	523,3 ± 56,4	2	3382,9 ± 936,4	2	853,2 ± 82,9	4	574,7 ± 70,1	2	844,8 ± 36,4	6	660,0 ± 188,5
12/07	2	683,3 ± 15,5	2	2415,5 ± 894,1	2	3758,9 ± 574,3	3	1469,8 ± 317,3	3	756,1 ± 232,5	-	-
01/08	4	8304,2 ± 1370,2	3	5785,6 ± 628,3	2	6172,1 ± 132,1	3	6664,0 ± 1157,6	2	3599,7 ± 3095,7	7	6343,0 ± 232,7

Para PB2 os valores médios para fluxo por calculado e com a câmara foram respectivamente: vazante ($2.150,2 \pm 1376,5$ e $1.655,6 \pm 330,7$ mg C m⁻² d⁻¹); seca ($742,0 \pm 564,2$ e $1.333,3 \pm 1.089,0$ mg C m⁻² d⁻¹); enchente ($2.881,0 \pm 2.301,3$ e $1.507,8 \pm 1.283,6$ mg C m⁻² d⁻¹); cheia ($3.386,9 \pm 1.570,5$ e $4.085,1 \pm 2.404,2$ mg C m⁻² d⁻¹).

O ponto JIP1 apresentou maior dificuldade logística para as amostragens acarretando em menor número de dados. Seguindo a mesma ordem os valores médios para fluxo foram respectivamente: vazante ($3.121,8$ e $1.924,4 \pm 437,8$ mg C m⁻² d⁻¹); seca ($234,1 \pm 60,0$ e $474,3 \pm 259,9$ mg C m⁻² d⁻¹); enchente ($1.933,7 \pm 1.614,2$ e $3.758,9$ mg C m⁻² d⁻¹); cheia ($3.452,9 \pm 1.367,6$ e $6.172,1$ mg C m⁻² d⁻¹).

Para o JIP2 os valores médios para fluxo foram: vazante ($1.255,3 \pm 501,9$ e $1.700,5 \pm 831,5$ mg C m⁻² d⁻¹); seca ($329,4 \pm 116,0$ e $465,2 \pm 87,3$ mg C m⁻² d⁻¹); enchente ($726,6 \pm 176,0$ e $937,0 \pm 753,5$ mg C m⁻² d⁻¹); cheia ($2.554,8 \pm 1.315,1$ e $3.883,3 \pm 3.932,5$ mg C m⁻² d⁻¹).

No ponto URU os valores médios para fluxo foram: vazante ($476,2 \pm 391,9$ e $1.314,6 \pm 1.028,3$ mg C m⁻² d⁻¹); seca ($514,8 \pm 211,8$ e $728,9 \pm 303,1$ mg C m⁻² d⁻¹); enchente ($1.181,2 \pm 618,0$ e $1.023,1 \pm 377,6$ mg C m⁻² d⁻¹); cheia ($2.999,7 \pm 1.906,8$ e $2.971,7 \pm 888,1$ mg C m⁻² d⁻¹).

O rio Madeira (MAD) apresentou os maiores valores médios para ambas as metodologias: vazante ($5.069,2 \pm 2.679,3$ e $7.634,5 \pm 1.716,3$ mg C m⁻² d⁻¹); seca ($1.135,3 \pm 434,4$ e $1343,6 \pm 671,5$ mg C m⁻² d⁻¹); enchente ($983,9 \pm 542,8$ e $7.346,1$ mg C m⁻² d⁻¹); cheia ($4.659,5 \pm 3.225,0$ e $4.404,9 \pm 2.740,8$ mg C m⁻² d⁻¹).

O fluxo de CO₂ acompanhou o regime hidrológico característico da Amazônia, apresentando aumento quando do período da cheia e diminuindo quando da seca. A emissão de gases para atmosfera pelo ecossistema aquático corresponde a importante elo no ciclo do carbono, onde a matéria orgânica que adentra os rios, de origem da região que delimita a bacia hidrográfica, passa pelo processo químico de decomposição, chegando à forma mais simples do gás CO₂. A lixiviação da superfície do solo pelas chuvas, juntamente com o maior contato do rio com o solo, por alagamento garantem a entrada de material a ser transportada e decomposta pela microbiota aquática, bem como material inorgânico de erosão.

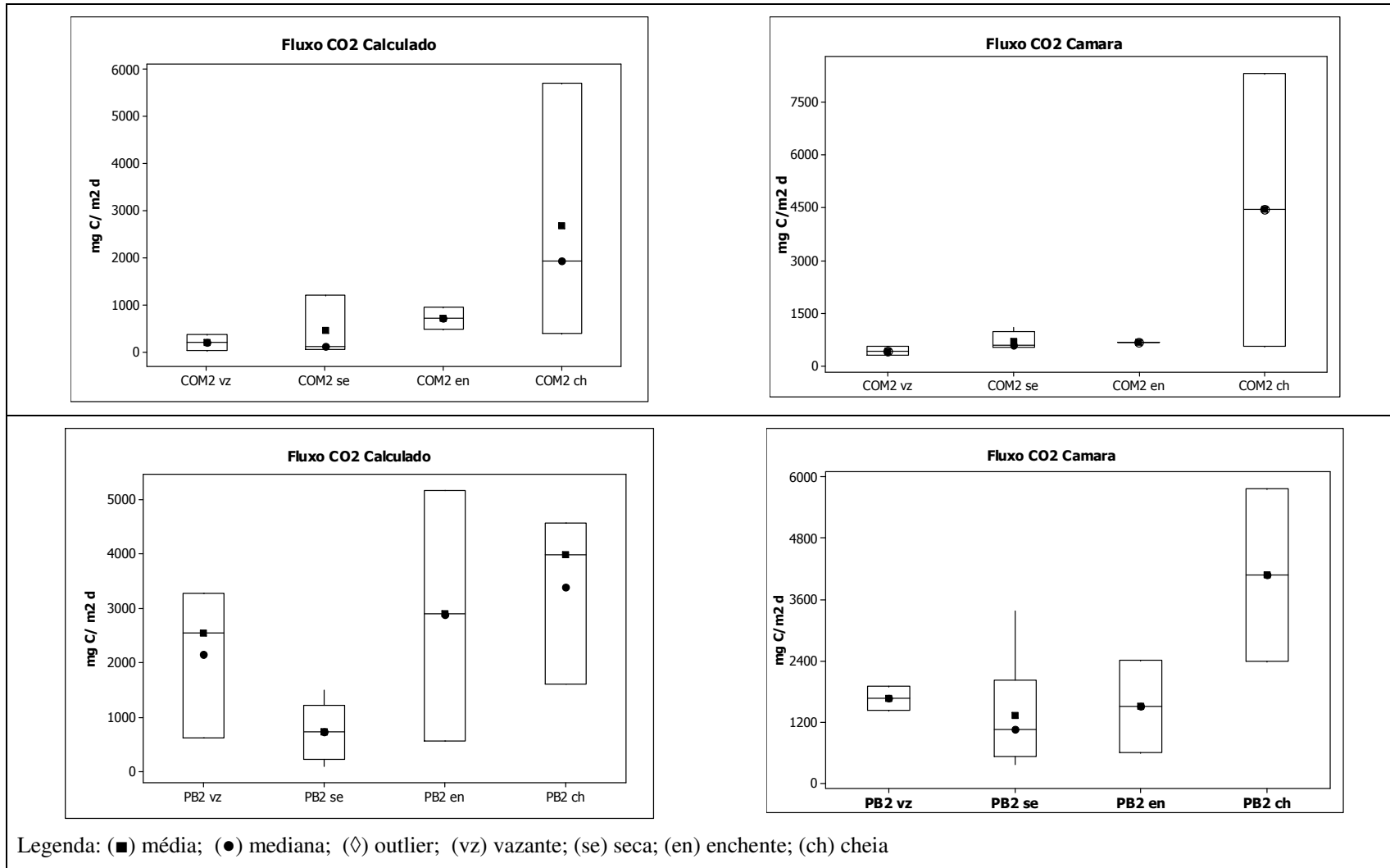


Figura 20. Gráficos de Fluxo CO₂ calculado e com câmara, COM2 e PB2.

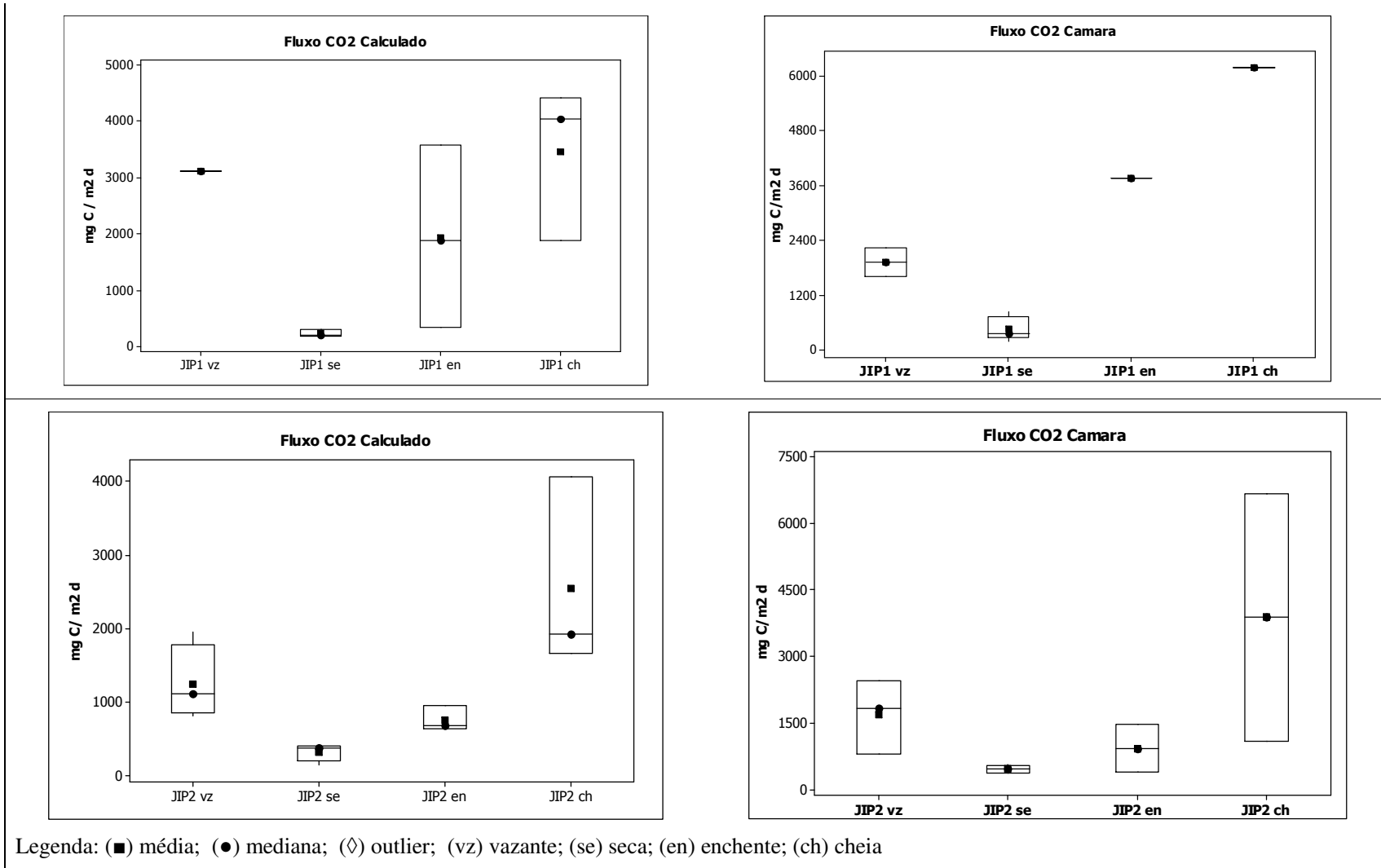


Figura 21. Gráficos de Fluxo CO₂ calculado e com câmara, JIP1 e JIP2.

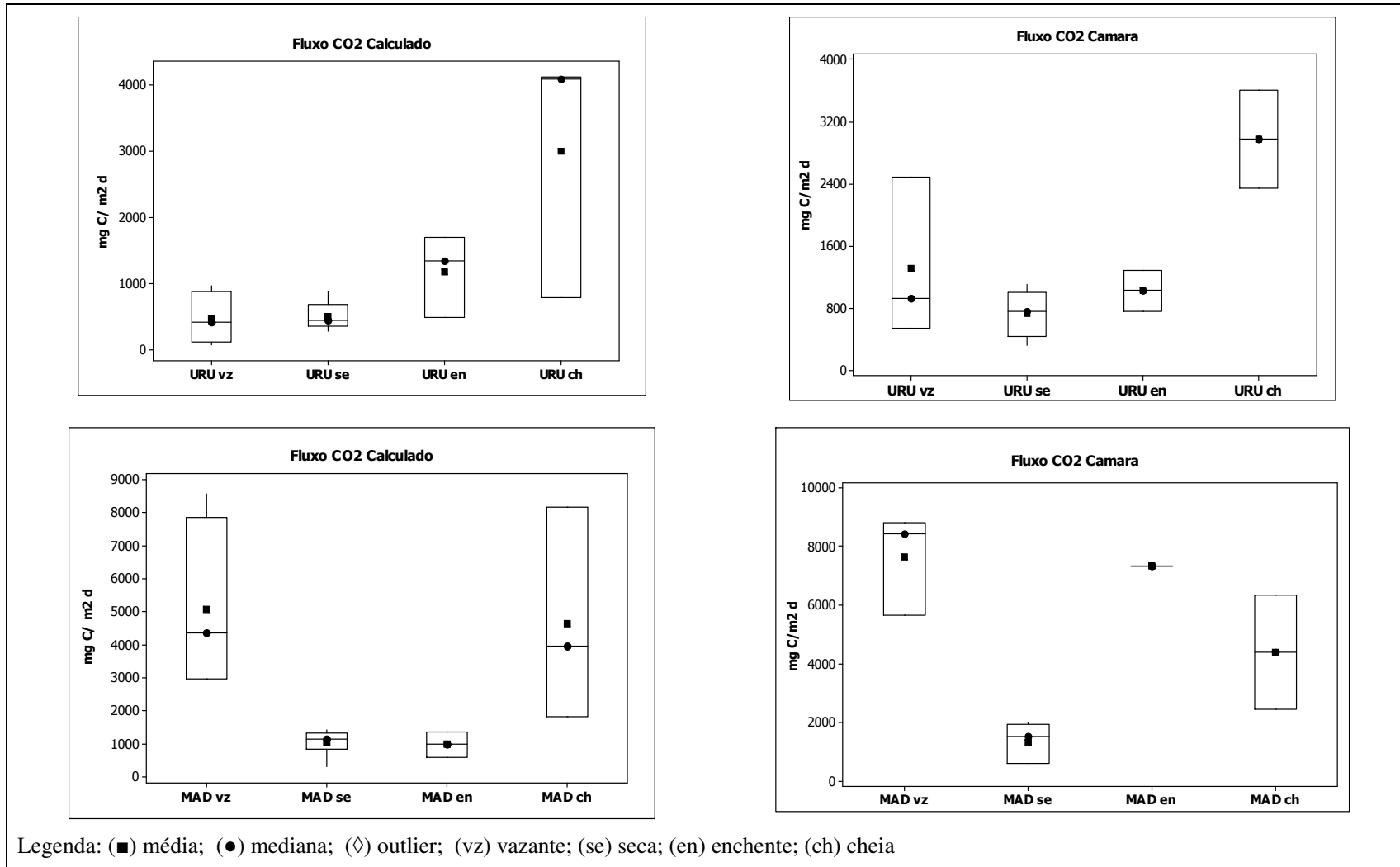


Figura 22. Gráficos de Fluxo CO₂ calculado e com câmara, URU e MAD.

O Teste MW não evidenciou diferenças entre os períodos de seca e cheia (p -valor $>0,5$), mas observa-se graficamente para o ponto JIP1, um comportamento distinto entre período seca e cheia. Para este ponto, devido a problemas de logística, ocorreu o menor número de amostragem em geral e também em relação às duas estações, com o período de seca menos favorecido.

7.7. Fluxo de CH₄

Na tabela 15 são apresentados os valores de K_{CH_4} . Os valores obtidos foram superiores a concentração atmosférica, de 3 a 600 vezes. Na Figura 25 tem-se a representação gráfica dos dados por ponto de amostragem e entre períodos de seca de cheia.

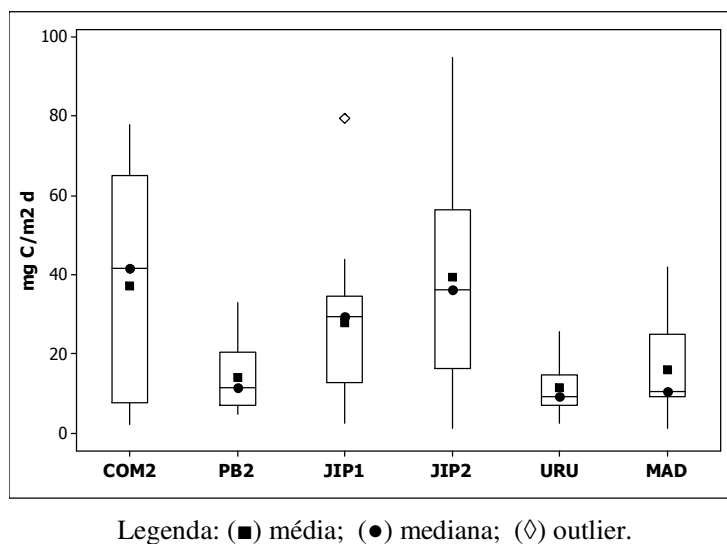


Figura 23. Gráfico da distribuição amostral para fluxo CH₄.

O valor mediano mais alto foi para o ponto COM2 ($41,6 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) seguido do JIP2 ($36,2 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e JIP1 ($29,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); o menor para URU ($9,3 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). O outlier para JIP1 ($79,3 \pm 10,9 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) pode estar associado alto valor alto para K_{CH_4} ($120,5 \text{ cm h}^{-1}$).

Em comparação ao comportamento do fluxo de CO₂, considerando a sazonalidade hidrológica, o CH₄ não apresentou uma tendência de comportamento. As alterações quantitativas de fluxo de CH₄ assumiram comportamentos variados.

Para o rio Comemoração (COM2), o valor médio menor observado foi para o período de vazante ($10,8 \pm 11,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), seguido de acréscimo no período da seca ($43,1 \pm 27,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e na enchente ($52,2 \pm 35,0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e ligeira queda no período de cheia ($44,9 \pm 31,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

O rio Pimenta Bueno apresentou comportamento inverso, com maior valor no período da vazante ($20,8 \pm 10,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), com sucessivo decréscimo nos valores para os períodos seguintes, seca ($15,0 \pm 9,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), enchente ($8,9 \pm 2,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e cheia ($8,3 \pm 3,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

O ponto JIP1, que corresponde ao ponto de coleta posterior ao encontro dos rios Comemoração e Pimenta Bueno, o maior valor de fluxo de CH_4 foi obtido para o período da vazante ($40,4 \pm 4,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), e permanecendo praticamente inalterado para os períodos seguintes: seca ($25,8 \pm 28,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), enchente ($29,3 \pm 1,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), e cheia ($22,3 \pm 13,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). O ponto JIP2 o valor médio menor observado foi para o período de vazante ($27,0 \pm 34,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), seguido de acréscimo no período da seca ($33,2 \pm 18,3 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e na enchente ($54,6 \pm 21,6 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); praticamente constante para a cheia ($56,2 \pm 33,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

No rio Urupá (URU) os valores médios apresentaram pouca variação: vazante ($12,5 \pm 4,0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), seca ($9,0 \pm 4,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); enchente ($12,5 \pm 10,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e cheia ($13,6 \pm 10,2 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

Para o rio Madeira os valores médios apresentaram acréscimo para os períodos de seca e enchente. Na vazante o valor médio foi de $8,5 \pm 5,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, com acréscimo no período de seca ($24,1 \pm 11,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e decréscimo nos períodos seguintes, enchente ($18,0 \pm 14,8 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e cheia ($7,8 \pm 2,0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

A emissão de metano apresentou maior variabilidade espacial e temporal, não associado à variação sazonal. A média geral foi: COM2 ($37,1 \pm 28,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); PB2 ($14,1 \pm 8,9 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); JIP1 ($27,9 \pm 19,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); JIP2 ($39,2 \pm 27,6 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); URU ($11,5 \pm 6,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); MAD ($16,10 \pm 11,6 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Bartlett et al. (1990), obtiveram o valor médio de ($55,5 \pm 10,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) para fluxo CH_4 para o Rio Amazonas e alguns tributários, na Bacia Central.

Tabela 15. Valores médios para Fluxo CH₄ (mg C m⁻² d⁻¹) calculados.

Mês/ano	N	COM2	N	PB2	N	JIP1	N	JIP2	N	URU	N	MAD
05/06	-	-	-	-	-	-		3,2 ± 11,9		11,4 ± 1,1	-	-
06/06	3	7,1 ± 1,3	2	12,9 ± 0,2	2	43,7 ± 0,9	2	3,2 ± 0,1	3	6,8 ± 0,2	4	1,0 ± 0,1
07/06	2	3,9 ± 0,3	2	4,6 ± 0,1	2	15,3 ± 2,0	3	6,9 ± 2,3	2	8,6 ± 0,2	4	30,8 ± 5,5
08/06	2	12,2 ± 1,0	2	16,9 ± 3,0	2	33,6 ± 14,1	2	25,7	2	2,5 ± 0,2	6	17,1 ± 1,9
09/06	2	66,9 ± 34,3	2	21,6 ± 0,5	2	2,6 ± 0,2	2	27,2 ± 4,5	2	8,8 ± 0,3	5	27,7 ± 3,0
10/06	2	66,3 ± 0,6	2	6,6 ± 1,4	2	28,1 ± 4,8	2	52,7 ± 18,4	2	24,3 ± 6,6	3	9,8 ± 2,0
03/07	2	9,3 ± 1,4	2	7,5 ± 0,3	2	30,2 ± 3,1	2	36,2 ± 0,6	2	25,4 ± 2,6	4	5,6 ± 3,3
04/07	2	2,0 ± 0,3	2	11,4 ± 1,6	-	-	1	1,2	2	17,4 ± 2,7	6	10,1 ± 6,4
05/07	1	6,4	2	26,1 ± 2,5	-	-	2	76,5 ± 20,6	3	15,0 ± 2,4	6	9,3 ± 2,9
06/07	3	27,8 ± 2,2	2	32,8 ± 6,2	2	37,1 ± 4,4	2	51,0 ± 3,2	2	12,2 ± 0,5	6	13,7 ± 0,2
07/07	2	59,2 ± 8,3	3	11,8 ± 0,3	2	11,1	2	59,7 ± 10,3	2	14,0 ± 0,7	3	41,8 ± 36,9
08/07	2	61,0 ± 5,4	2	6,0 ± 1,0	2	13,3 ± 0,5	3	32,9 ± 8,3	2	5,8 ± 0,2	2	16,8 ± 8,5
09/07	2	55,4 ± 53,7	2	29,4 ± 3,1	2	79,3 ± 10,9	2	46,7 ± 15,2	2	14,5 ± 0,1	4	10,8 ± 0,5
11/07	2	77,9 ± 18,0	2	9,0 ± 1,4	2	29,3 ± 5,1	2	77,0 ± 4,8	2	9,3 ± 1,3	4	9,2 ± 2,3
12/07	2	12,3 ± 4,6	2	11,3 ± 2,2	2	30,4 ± 2,9	2	34,0 ± 7,6	2	4,1 ± 0,2	5	35,2 ± 19,0
01/08	2	66,9 ± 18,0	2	12,3 ± 0,7	2	29,4 ± 0,8	2	94,8 ± 15,5	2	6,9 ± 1,6	5	8,0 ± 1,6
02/08	3	58,6 ± 16,1	2	5,0 ± 0,8	2	7,2 ± 0,7	2	37,5 ± 0,3	2	8,5 ± 0,5	6	9,7 ± 3,0

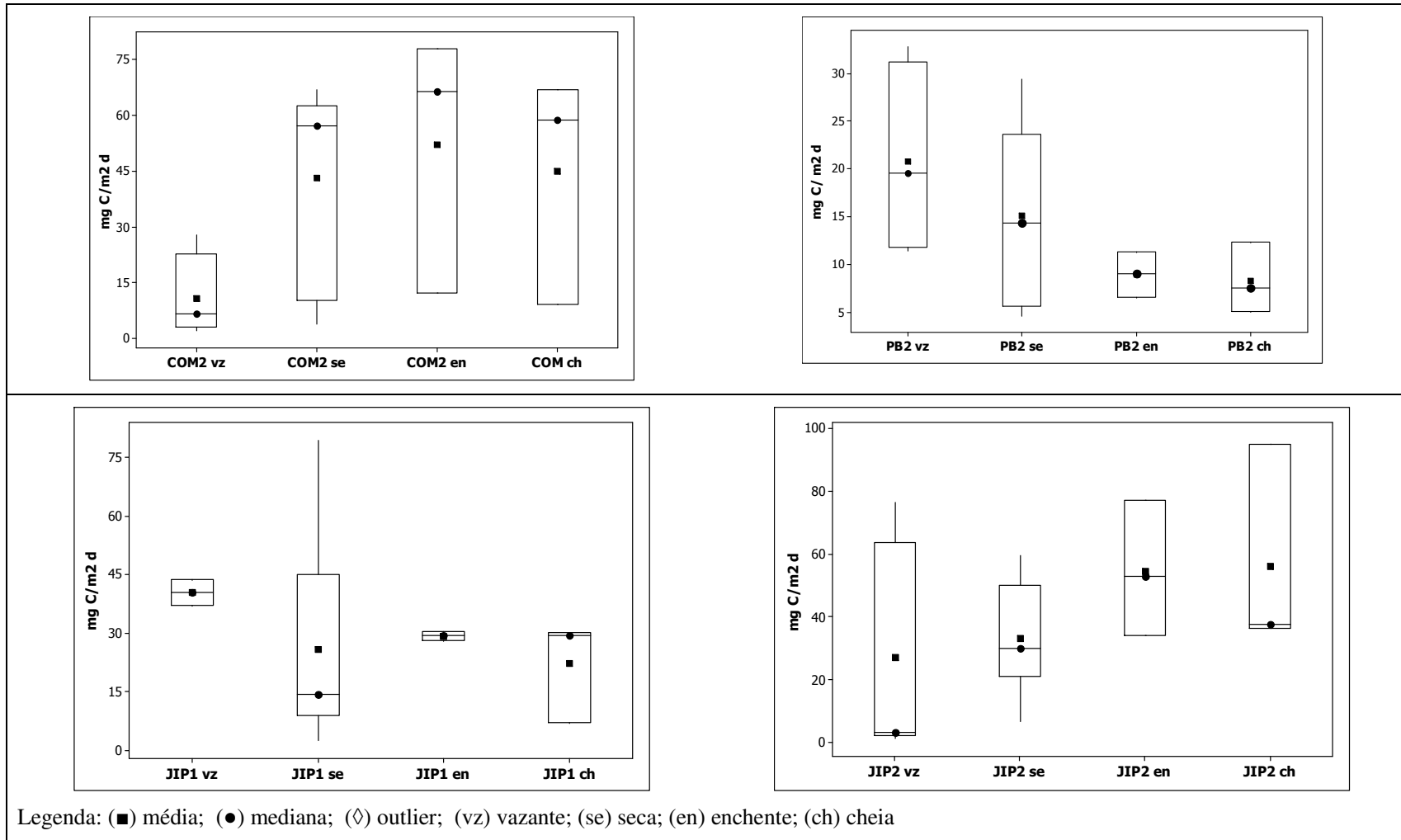


Figura 24. Gráficos de Fluxo CH₄ calculado, COM2, PB2 JIP1 e JIP2

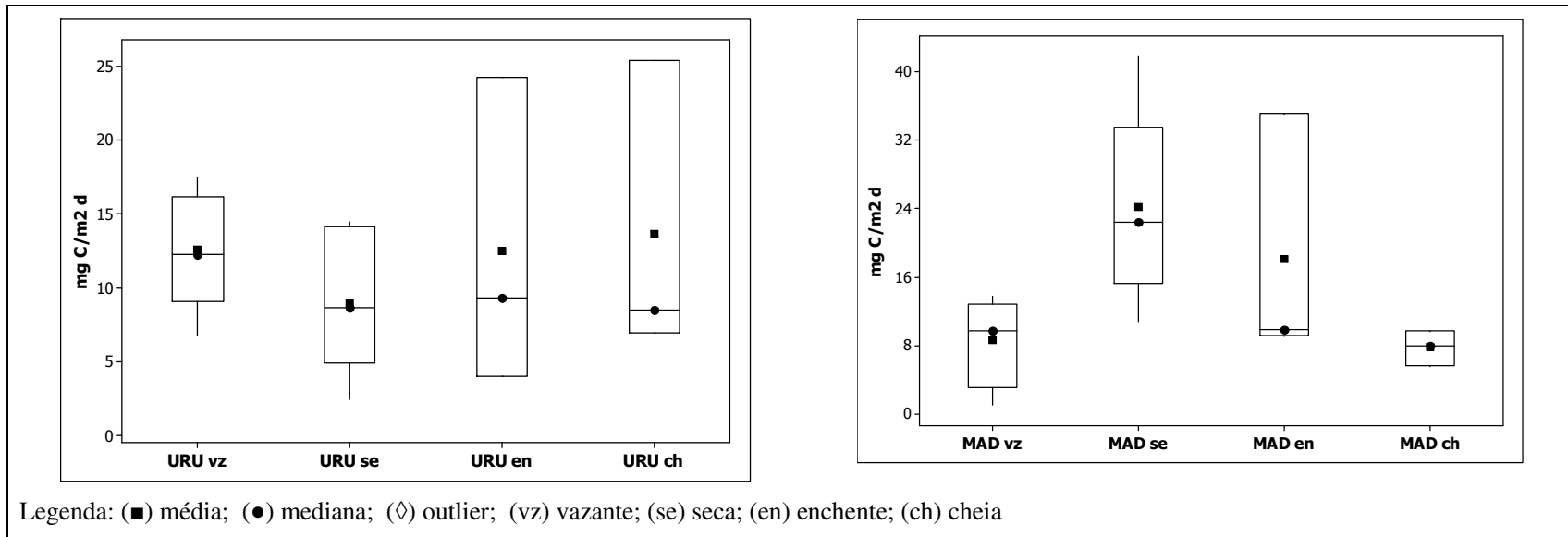


Figura25. Gráficos de Fluxo CH₄ calculado, URU e MAD.

Bartlett et al. (1990) estudando diferentes ambientes na Amazônia, não observou diferença entre os valores para fluxo de CH_4 entre a estação cheia e seca e que a emissão de metano apresentou grande variabilidade temporal e espacial. Para o rio da área estudada, o processo de transporte de metano por ebulição correspondeu para 80% da emissão total e do fluxo difusivo a 20%.

Neste trabalho a amostragem ocorreu no meio do canal dos rios e não foi avaliado o processo de ebulição, amostras de sedimentos. Em futuros trabalhos estes itens podem ser incluídos para melhor entendimento do processo.

7.8. Comparação entre métodos

Os valores obtidos pelas duas metodologias apresentam concordância de comportamento frente à sazonalidade o Teste estatístico MW apresentou p-valor $> 0,05$, evidenciando que não há diferenças significativas entre os dois métodos. Em geral os valores obtidos com a câmara são superiores aos calculados.

Para Duchemin et al. (1999), o sistema de camada limite subestima os valores para fluxo de CO_2 e CH_4 , sendo que a variação entre os dois métodos pode ser atribuída a erros ou desvios inerentes ao método. Mas para Cory et al (2003) em estudo na floresta Boreal, utilizando três sistemas de medidas de fluxo, apresentam que o sistema da câmara flutuante subestima o fluxo de gases em ambientes de ocorrência de baixa intensidade de ventos.

O sistema de câmara é criticado por criar um micro ambiente que diminui a ação dos ventos e outros efeitos físicos na superfície aquática que contribuem para o processo de difusão. Os métodos utilizados, como camada limite, gás traçador e a câmara flutuante, ainda necessitam de mais estudos para determinação de quais outras variáveis devem ser consideradas.

CONCLUSÕES

O presente trabalho apresenta mais uma contribuição para o entendimento do ecossistema amazônico, em especial para o meio aquático. A interação solo, vegetação são fontes de carbono para o meio aquático, sendo que estas interações apresentam diferenciações que refletem quantitativamente no sistema carbonato, conferindo a característica de heterogeneidade para a bacia dentre os rios estudados.

Os rios estudados da Bacia do Ji-Paraná apresentam-se supersaturada em CO_2 , comportando-se como fonte para atmosfera. O fluxo de CO_2 quantitativamente esta associada ao regime hidrológico da bacia, com emissão de menor quantidade no período da seca e maior no período da cheia.

Quanto ao CH_4 os rios apresentaram-se também supersaturados em relação à atmosfera, sendo que não apresenta uma nítida relação com o regime hidrológico. A variabilidade temporal e espacial esta relacionada a processos distintos, não objeto de estudo deste trabalho.

As metodologias de equilíbrio de trocas gasosas e da câmara flutuante não apresentaram diferenças estatísticas, e a variação entre os dois métodos pode ser atribuída a erros e desvios inerentes aos métodos.

Os valores obtidos para o coeficiente de solubilidade (K) instigam na busca de elucidar melhor as variáveis naturais associadas ao processo de difusão.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

AGENCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA. Banco de dados. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>.

ARTAXO, et al. Química atmosférica na Amazônia; a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**. v.35, n.2, p.185-196, 2005.

AUMONT O. et al. Riverine-driven interhemispheric transport of carbon. *Global Biogeochemical Cycles*. v. 15, n. 2, p. 393-405, 2001.

BAIRD, COLIN. **Química ambiental**. Tradução de Recio, M.A.L; Carrera L.C. M. . Porto Alegre: Bookman. 2 ed., 2002. 622 p. Tradução de: Environmental chemistry.

BALLESTER, M.V.R. et al. Uso de Geoprocessamento em estudos de ecossistemas fluviais. In: **Lições de limnologia**. Roland F.; César, D.; Marinho, M. (Org.). São Carlos: RiMa, 2005.

BALLESTER, M.V.R.; et al. A remote sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Paraná river basin (Western Amazonia). **Remote Sensing of Environment**. v.87, n.4, p.429-445, 2003.

BARTLETT, K.B. et al. Methane flux from the Amazon River floodplain: emissions during the rising water. **Journal Geophysical Research**. v. 95, n. D10, p. 16773-16788, 1990.

BOLSON, M. A. A biogeoquímica do rio Urupá, Rondônia. 2006. 60f: fig. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

BOONE, D. Biological formation and consumption of methane. In: KHALIL, M. A. K. (Org.). **Atmospheric methane: its role in the global environment**. New York: Springer-Verlag, 351 p., 2000. p. 42-62.

BRASIL. Presidência da República. **Plano de ação para a prevenção e controle do desmatamento na Amazônia Legal**. Brasília: Distrito Federal. 2004. 156 p.

BROECKER, W.S.; PENG, T.H. Gas exchange rates between air and sea. **Tellus**. v.26, p.21-35, 1974.

CHERNICHARO, C.A.L. Princípios do tratamento biológico de águas residuárias: reatores anaeróbios. v.5. Belo Horizonte: Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, 1997.

CLARK, J. F. et al. Gas exchange rates in the tidal Hudson River using a dual tracer technique. **Tellus B**, v.46, p.264-285, 1994.

CLARK, J. F. et al. Gas transfer velocities for SF₆ and ³He in a small pond at low wind speeds. **Geophysical Research Letters**. v 22, n 2, p.93-96, 1995.

CHAMBERS, J.Q. et al. Carbon sink for a century. **Nature**, v.410, p.429, 2001.

CICERONE, R.J.; OREMLAND, R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. **Global Biochemical Cycles**. v.2, n.4, p.299-327, 1988.

COLE, J. J.; CARACO, N. F. Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. **Marine and Freshwater Research**. v.52, p. 101-110, 2001.

CORY J. D. et al. Comparison of the three techniques used to measure diffusive gas exchange from sheltered aquatic surfaces. **Environmental Science Technology**. V.37, n. 4, p. 772-780, 2003.

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

CUSSLER, E. L. **Diffusion mass transfer in fluid systems**. 2 nd ed. New York: Cambridge University Press, 580 p., 2005.

DEVOL, A. H. et al. The role of gas exchange in the inorganic carbon, oxygen, and ^{222}Rn budgets of the Amazon River. **Limnology and Oceanography**. v.32, n.1, p.235-248, 1987.

DLUGOKENCKY, E.J.; et al. Changes in CH_4 and CO growth rates after the eruption of Mt. Pinatubo and their link with changes in tropical troposphere UV flux. **Geophysical Research Letters**., v. 23, n. 20, p. 2761-2764, 1996.

DUCHEMIN et al. Comparison of static chamber and thin boundary layer equation methods for measuring greenhouse gas emissions from large water bodies. **Environmental Science Technology**. v.33, n. 2, p. 350-357, 1999.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Mapa de levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos do estado de Rondônia. Mapas 73-76. **CEPA**, 1983.

FRANKIGNOULLE, M. Field measurements of air-sea CO_2 exchange. **Limnology and Oceanography**. v.33, n.3, p.313-322, 1988.

GARCIA-MONTIEL, D.C. et al. Emissions of N_2O and CO_2 from terra firme forests in Rondônia, Brazil. **Ecological Applications**. v. 14, n. 4, p. S214-S220, 2004.

GRACE, J.; et al. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in Southwest Amazônia, 1992 to 1993. **Science**. v. 270, p. 778–780, 1995.

HOPE, D.; BILLETT, M. F.; CRESSER, M. S. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes. **Environmental Pollution**. v.84, p.301-324, 1994.

HOLMEN, K.; LISS, P. S. Models for air-water gas transfer: an experimental investigations. **Tellus B**. v.36, p.92-100, 1984.

HOUGHTON, R. A. Counting terrestrial sources and sinks of carbon. **Climatic Change**. v.48, p.525-534, 2001.

INTERNATIONAL PANEL CLIMATE CHANGE – IPCC. Tecnologías, políticas y medidas para mitigar el cambio climático. Documento técnico I, 1996.

_____ Estabilizaciones de los gases atmosféricos de efecto invernadero: implicaciones físicas, biológicas y socioeconómicas. Documento técnico III, 1997.

_____ Cambio climático y biodiversidad. Documento técnico V, 2002.

JAHNE, B.; HEINZ, G.; DIETRICH, W. Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water with a modified Barrer method. **Journal of Geophysical Research**. v.92, p.10767 – 10776, 1987.

JUNK, W. J.; FURCH, K. Química da água e macrofitas aquáticas de rios e igarapés na Bacia Amazônica e nas áreas adjacentes. Parte 1. **Acta Amazônica**. v. 10, p. 611-633, 1980.

KHALIL, M. A. K. Atmospheric methane: an introduction. In: KHALIL, M. A. K. (Org.). **Atmospheric methane: its role in the global environment**. New York: Spring-Verlag, 351 p., 2000. p. 1-21.

KHESHGI, H. S. et al. Future atmospheric methane concentrations in the context of the stabilization of greenhouse gas concentrations. **Journal of Geophysical Research**. v.104, p.19183-19190, 1999.

KRUIJT, B.; et al. Sources and sinks of CO₂ in Rondônia tropical rainforest. In: GASH, J.H.C. et al. (Ed.) **Amazonian deforestation and climate**. New York: John Wiley and Sons. 611p. 1996. p. 331-352.

KRUSCHE, A.V. et al. Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água da bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. **Acta Amazônica**. v.35, n.2, p.197-205, 2005.

LEITE, N. K. A biogeoquímica do rio Ji-Paraná, Rondônia. 2004. 44p. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

LISS, P. S. Processes of gas exchange across an air-water interface. **Deep-Sea Research**. v.20, p.221-238, 1973.

MACINTYRE, S.; WANNINKHOF, R.; CHANTON, J.P. Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: MATSON, P.A.; HARRIS, R. C. **Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water**. Cambridge: Blackwell Science, 1995. p. 52-97.

MALHI, Y. et al. Carbon dioxide transfer over a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**. v.103, p.31593–31612, 1998.

MARINO, R.; HOWARTH, R.W. Atmospheric oxygen exchange in the Hudson river: dome measurements and comparison with other natural waters. **Estuaries**. v.16, p. 433-445, 1993.

MEIR, P. et al. Soil respiration in a rainforest in Amazônia and in Cerrado in central Brasil. . In: Gash, J.H.C. et al. (Org.) **Amazonian deforestation and climate**. John Wiley and Sons. 611p. 1996. p. 310-330.

OMETO, J. P. H. B. et al. Amazonian and the modern carbon cycle: lessons learned. **Oecologia**. v. 143, p. 483-500, 2005.

PETIT, J. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**. v. 399, p.429– 436, 1999.

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

RASERA, M. F.F.L. O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono. 2005. 69p: il. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

RICHEY, J. E. et al. Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. **Limnology Oceanography**. v.35, n.2, p.352-371, 1990.

RICHEY, J. E. et al. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. **Nature**. v. 416: p.617-620, 2002.

RONDÔNIA. Governo de Rondônia. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental – SEDAM. **Atlas Geoambiental de Rondônia**. 2002.

RONDÔNIA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental – SEDAM. **Boletim Climatológico de Rondônia 2005**. 40p., il., tab., 2007.

SCHIMEL D.S. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. **Global Change Biology**. v1, n. 1, p. 77-91, 1995.

SCHIMEL D.S. et al. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. **Nature**. v.414, n.6860, p.169-172, 2001.

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.

SMETHIE, W. M.; TAKAHASHI, T.; CHIPMAN, D.W. Gas exchange and CO₂ flux in the Tropical Atlantic Ocean determined from ²²²Rn and pCO₂ measurements. **Journal of Geophysical Research**. v.90, p.7005-7022, 1985.

SKIRROW, G. The dissolved gasses: carbon dioxide. In: RILEY, J.P.; SKIRROW, G. **Chemical oceanography**. v. 1, 2 ed. New York: Academic Press, 606 p., 1975.

STALLARD, R.F.; EDMOND, J.M. Geochemistry of the Amazon 2: the influence of geology and weathering environment on the dissolved load. **Journal of Geophysical Research**. v.88, n. C14, p.9671-9688, 1983.

STUMM, W.; MORGAN, J.J. **Aquatic chemistry**: chemical equilibria and rates in natural waters. New York: John Wiley e Sons. 3 ed. 1996.

TRUMBORE, S. E. Constraints on below-ground carbon cycling from radiocarbon: the age of soil organic matter and respired CO₂. **Ecological Applications**. v.10, p.399-411, 2000.

WANNINKHOF, R.; LEDWELL, J. R.; BROECKER W. S. Gas exchange-wind speed relationship measured with sulfur hexafluoride on a lake. **Science**. v.227, p.1224-1226, 1985.

WANNINKHOF, R.; KNOX, M. Chemical enhancement for CO₂ exchange in natural waters. **Limnology and Oceanography**. v.41, n.4, p.689-697, 1996.

WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. **Journal of Geophysical Research**. v.97C, n.5, p.7373-7382, 1992.

WASSMANN, U.G. et al. Methane emissions from the Amazon floodplain: characterization of production and transport. **Global Biogeochemical Cycles**. v.6, n. 1, p. 3-13, 1992.

WEISS, R. F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. **Marine Chemistry**. v 2, p.203-215, 1974.

WUEBBLES, D. J.; HAYHOE, K. Atmospheric methane and global change. **Earth-Science Reviews**. v.57, p.177-210, 2002.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)