

**Emissão de metano por reservatórios hidrelétricos amazônicos através de  
leis de potência**

**IVAN BERGIER TAVARES DE LIMA**

Tese apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Doutor em Ciências, Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura.

**PIRACICABA**  
Estado de São Paulo - Brasil  
Julho - 2002

**Emissão de metano por reservatórios hidrelétricos amazônicos através de  
leis de potência**

**IVAN BERGIER TAVARES DE LIMA**

Biólogo

Orientador: Prof. Dr. **REYNALDO LUIZ VICTORIA**

Tese apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Doutor em Ciências, Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura.

PIRACICABA

Estado de São Paulo - Brasil

Julho - 2002

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

Lima, Ivan Bergier Tavares de  
Emissão de metano por reservatórios hidrelétricos amazônicos  
através de leis de potência / Ivan Bergier Tavares de Lima.  
- - Piracicaba, 2002.  
108p. : il.

Tese (doutorado) - - Centro de Energia Nuclear na Agricultura,  
2002.

1. Amazônia 2. Bacia hidrográfica 3. Efeito estufa 4. Fractals
5. Sistemas dinâmicos 6. Sistemas dissipativos I. Título

CDU 550.47

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer à FAPESP pela concessão da bolsa de estudo e da reserva técnica, pelas críticas construtivas do revisor e também pela criação do sistema PROBE (<http://www.probe.br>), de onde foi possível obter grande parte das referências bibliográficas citadas neste documento.

Agradeço também à gerência da ELETRONORTE e aos engenheiros, pesquisadores e técnicos de Samuel e Tucuruí pelo apoio fundamental durante as missões de campo e pelo fornecimento de dados hidrológicos, que também foram fornecidos pela Agência Nacional de Águas (ANA) e pela Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL).

Sou grato ainda à todas as pessoas que contribuíram no desenvolvimento da pesquisa e na elaboração do documento de tese, em ordem alfabética: Alex Krusche (CENA), Andréa Figueiredo (ANA), Arcilan Assireu (IO-USP), Briggite Feigl (CENA), Bruce Forsberg (INPA), Daniela Lopes da Silva (CENA), Elbert Macau (INPE), Eric Duchemin (UQAM), Fernando Ramos (INPE), Humberto Rocha (IAG-USP), Jean Pierre Ometto (CENA), Jeffrey Richey (UW), José Carlos Epiphanyo (INPE), Laurent Durieux (IRD), Leonardo de Sá (INPE), Luiz Antonio Martinelli (CENA), Maria Victoria Ballester (CENA), Michael Keller (UNH), Philip Fearnside (INPA), Plínio Alvalá (INPE), Rodrigo De Filippo (FURNAS) e Thelma Krug (MCT).

Em especial, agradeço aos meus queridos familiares Anita, Jaime, Zita, Márcia e Felícia, Márcia minha esposa, e aos meus eternos amigos e mentores intelectuais Evlyn Novo (INPE), Marc Lucotte (ISE-UQAM), Reinaldo Rosa (INPE) e Reynaldo Luiz Victoria (CENA).

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS .....	v
LISTA DE TABELAS .....	viii
RESUMO.....	ix
SUMMARY .....	x
1 INTRODUÇÃO .....	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 Metano: origens e processos.....	4
2.2 Termodinâmica dos sistemas longe do equilíbrio .....	16
2.3 Emergência das estruturas dissipativas .....	21
2.4 Modelos processuais dinâmicos .....	24
2.5 Fractais: leis de potência e invariância na escala .....	29
3 METODOLOGIA.....	35
3.1 Descrição e caracterização das áreas de estudo.....	35
3.2 Descrição da abordagem metodológica.....	38
3.3 Coleta de campo e quantificação das amostras .....	42
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	45
4.1 Dinâmica de plantas aquáticas.....	45
4.2 Fluxos de metano na interface água-atmosfera .....	48
4.3 Fluxos de metano e valores de $\delta^{13}\text{CH}_4$ versus variáveis ambientais .....	54
4.4 Expoentes de escala das séries de nível de água.....	70
4.5 Modelo fractal de emissão de metano por leis de potência.....	79
5 CONCLUSÕES .....	90
6 PERSPECTIVAS FUTURAS .....	92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	92

## LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 01 - Intervalos de valores de $\delta^{13}\text{C}$ em compostos naturais.....	8
Figura 02 - Degradação de matéria orgânica em ambientes anóxicos.....	9
Figura 03 - Variação da pressão atmosférica diária em Tucuruí .....	14
Figura 04 - Diagrama de mudança fase líquida-gasosa sob temperatura constante .....	15
Figura 05 - Relações na termodinâmica clássica .....	16
Figura 06 - Ramo termodinâmico e bifurcações nos pontos críticos.....	22
Figura 07 - Modelos caixa-preta e modelos processuais .....	24
Figura 08 - Complexidade do sistema: variedade de elementos e de inter-relações ....	28
Figura 09 - Localização dos rios e reservatórios amazônicos estudados.....	35
Figura 10 - Fluxograma da abordagem metodológica.....	38
Figura 11 - Câmaras flutuantes e frascos usados na estimativa dos fluxos .....	42
Figura 12 - Evolução anual da ocupação por plantas aquáticas em Samuel .....	45
Figura 13 - Evolução anual da ocupação por plantas aquáticas em Tucuruí.....	45
Figura 14 - Mapa de ocupação espacial e temporal em Samuel e Tucuruí.....	46
Figura 15 - Mapa de ocupação espacial e temporal em Balbina .....	46
Figura 16 - Decaimento da área relativa de plantas aquáticas nos reservatórios .....	47
Figura 17 - Modelo conceitual das emissões de metano.....	48
Figura 18 - Relação entre o tempo de inundação e fluxos de metano.....	49

Figura 19 - $d[\text{CH}_4]/dt$ nas estações rasas e profundas de Samuel e Tucuruí.....	50
Figura 20 - Variância $\langle R^2 \rangle$ para a mudança da concentração de metano .....	51
Figura 21 - Variância $\langle R^2 \rangle_4$ para a mudança da concentração de metano.....	52
Figura 22 - Quanto maior o fluxo, maior a concentração de metano .....	53
Figura 23 - Histogramas dos fluxos de metano em duas câmaras simultâneas.....	56
Figura 24 - Gradientes de oxigênio e temperatura em Tucuruí .....	58
Figura 25 - Gradientes de oxigênio e temperatura em Samuel.....	59
Figura 26 - Sinal isotópico do $\delta^{13}\text{CH}_4$ nas fases gasosa e dissolvida .....	60
Figura 27 - Valores de $\delta^{13}\text{CH}_4$ emitido em diferentes períodos do dia.....	61
Figura 28 - Fluxos de metano com o período do dia, hidrológico e reservatório .....	64
Figura 29 - Variação da pressão atmosférica e dos ventos.....	65
Figura 30 - Variação dos fluxos de metano em função da profundidade relativa .....	66
Figura 31 - Relação entre $\delta^{13}\text{CH}_4$ e o inverso da concentração de metano emitido ....	67
Figura 32 - Relação entre pressão e fluxos de metano na interface água-atmosfera ...	68
Figura 33 - Relação entre $\delta^{13}\text{CH}_4$ e fluxo de metano em reservatórios amazônicos....	69
Figura 34 - Frequência da intensidade das chuvas em Tucuruí.....	70
Figura 35 - Variação da cota de Tucuruí e em dois pontos do Amazonas.....	71

Figura 36 - Séries temporais de nível de água sem tendência sazonal (MBF).....	72
Figura 37 - Séries com alto grau de estacionariedade (MGF) .....	73
Figura 38 - Distribuição normal com média zero e variância $s^2$ dos MGF .....	74
Figura 39 - Espectro de potência e função de autocorrelação dos MBF.....	75
Figura 40 - Análise de dados surrogados da dimensão de correlação .....	78
Figura 41 - Lei de potência entre a profundidade e a área do reservatório.....	80
Figura 42 - Lei de potência entre a profundidade relativa e o fluxo de metano.....	81
Figura 43 - Relação entre os fluxos de metano e a altura da coluna d'água .....	82
Figura 44 - Emissões diárias locais de metano para o reservatório de Tucuruí.....	84
Figura 45 - Flutuação dos níveis de nutrientes no reservatório de Tucuruí.....	84
Figura 46 - Frequência das emissões diárias locais de metano ( $\text{mg}/\text{m}^2/\text{d}$ ).....	85
Figura 47 - Frequência das emissões diárias totais de metano ( $\text{ton}/\text{d}$ ) .....	86



## LISTA DE TABELAS

Página

Tabela 01 - Fluxos médios de metano em zonas inundáveis naturais.....	5
Tabela 02 - Valores estimados de $\delta^{13}\text{CH}_4$ em sistemas aquáticos naturais.....	10
Tabela 03 - Valores estimados de $\delta^{13}\text{CH}_4$ emitido pela planície amazônica .....	11
Tabela 04 - Relação do expoente $\beta$ com estacionariedade e persistência.....	33
Tabela 05 - Características climático-geográficas de Samuel e Tucuruí.....	36
Tabela 06 - Características morfo-hidráulicas de Samuel e Tucuruí.....	36
Tabela 07 - Data de aquisição das imagens TM/Landsat5 .....	39
Tabela 08 - Sumários das observações em Tucuruí.....	54
Tabela 09 - Sumários das observações em Samuel.....	55
Tabela 10 - Correlações de Spearman entre fluxo e variáveis observadas.....	56
Tabela 11 - Anova dos fluxos em função da adição de fatores.....	62
Tabela 12 - Variância de MGF para as séries de Tucuruí, Curuaí e Óbidos.....	72
Tabela 13 - Expoentes de Hurst de MBF e MGF de Tucuruí, Curuaí e Óbidos.....	74
Tabela 14 - Expoentes de escala estimados para as séries de MBF.....	78
Tabela 15 - Diferenças dos expoentes de escala obtidos em $h(t) \rightarrow \varphi(t)$ .....	87
Tabela 16 - Emissões anuais e emissão secular de Tucuruí.....	89
Tabela 17 - Emissões médias anuais para o reservatório de Tucuruí .....	89

# EMISSÃO DE METANO POR RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS AMAZÔNICOS ATRAVÉS DE LEIS DE POTÊNCIA

Autor: IVAN BERGIER TAVARES DE LIMA

Orientador: Prof. Dr. REYNALDO LUIZ VICTORIA

## RESUMO

Este trabalho tem por objetivo avaliar a emissão de metano em dois reservatórios amazônicos, Tucuruí e Samuel. A análise leva em consideração flutuações da área/cota e medidas isotópicas e de fluxos de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  obtidas em campo, as quais são influenciadas por diversos fatores simultaneamente, como ventos, pressão atmosférica, oxidação na coluna d'água e outros. A composição isotópica do metano em bolhas do sedimento indica que a principal via metanogênica é a redução de  $\text{CO}_2$ . Os resultados também mostram que as emissões em reservatórios rasos são bem mais elevadas que nos mais profundos. Usando conceitos e técnicas da teoria fractal, baseada fundamentalmente em leis de potência, um modelo entre nível de água, área do reservatório e fluxo de metano permitiu estimar a emissão do reservatório de Tucuruí, num horizonte de 100 anos de vida útil, em  $2,5 \pm 2,7 \times 10^6$  toneladas de  $\text{CH}_4$ . As emissões locais são amplificadas com a diminuição da cota, porém a emissão total do reservatório diminui, em função da contração da área do reservatório. Num cenário mais otimista, as emissões de Tucuruí em  $\text{CO}_2$  equivalentes devem ser  $0,13 \pm 0,14 \times 10^6$  toneladas de C/ano. Para outro cenário, considerando também turbinas e vertedouros, as emissões de metano em  $\text{CO}_2$  equivalentes seriam de  $7,13 \times 10^6$  toneladas de C/ano (Fearnside, 2002).

# **METHANE EMISSION OF AMAZONIAN HYDROELECTRIC RESERVOIRS FROM POWERLAW RELATIONS**

Author: IVAN BERGIER TAVARES DE LIMA

Advisor: Prof. Dr. REYNALDO LUIZ VICTORIA

## **SUMMARY**

The purpose of this work is evaluating methane emissions from two Amazonian reservoirs, Tucuruí and Samuel. The analysis considers fluctuations of the reservoir area-height and isotopic measurements and fluxes of  $\delta^{13}\text{CH}_4$  acquired in the field, which are influenced by many factors simultaneously, such as winds, atmospheric pressure, oxidation in the water column, and others. Isotopic composition of methane in bubbles indicates that  $\text{CO}_2$  reduction is a major pathway for methane production in the sediments. The results also show that fluxes are higher in shallow reservoirs than in deeper ones. Using concepts and techniques of fractal theory, fundamentally based on power law functions, and considering a time horizon of 100 years, a model between water level, flux and reservoir area of Tucuruí allowed to estimate methane emission from Tucuruí at about  $2,5 \pm 2,7 \times 10^6$  tons of  $\text{CH}_4$ . When water levels drop local methane emissions are enhanced, although, total reservoir emission decreases, due to the shrinking of the reservoir area. Over an optimistic scenario, the emissions of Tucuruí reservoir in  $\text{CO}_2$  equivalents would be around  $0,13 \pm 0,14 \times 10^6$  tons C/year. For another scenario, also considering turbines and spillways, methane emissions in  $\text{CO}_2$  equivalents would be  $7,130 \times 10^6$  tons C/year (Fearnside, 2002).

## 1 INTRODUÇÃO

A intervenção humana sobre os processos naturais da Terra tem adquirido grande destaque nas ciências do meio ambiente, tendo em vista sua provável ligação com a estabilidade do clima planetário. As principais alterações antrópicas de influência climática são as emissões de gases de efeito estufa, como dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ) e óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ). Estes gases<sup>1</sup>, como o vapor d'água, apresentam moléculas de conformação assimétrica e por esta razão são responsáveis pela absorção de radiação infravermelho (baixa frequência e grande comprimento de onda), proveniente da interação entre a radiação solar na faixa do visível com a superfície do planeta. Devido ao processo de absorção da radiação infravermelho pelos gases estufa, o planeta é mantido a uma temperatura acima da esperada pela teoria do corpo negro. A atmosfera funciona naturalmente como uma estufa, permitindo o surgimento de diversas formas de vida na superfície terrestre.

De acordo com Lovelock (1965), a constituição atmosférica de um planeta fornece evidências de existência ou não de vida. Partindo deste princípio Lovelock & Margulis (1974) formularam a hipótese Gaia, sugerindo que todos os processos de um planeta vivo sejam interligados e que mecanismos de regulação positivos e negativos podem emergir naturalmente em prol de uma harmonia ou de um equilíbrio dinâmico dos processos biogeoquímicos, no transcorrer de períodos geológicos de evolução planetária (Lovelock, 1987, Lenton, 1998). Existem boas evidências de que esses processos seguem leis de escala em várias ordens de magnitudes ou décadas, isto é, uma independência do tamanho ou escala, mas não de sua natureza ou complexidade (Vidondo et al., 1997; Williams, 1997; Whittaker, 1999; Stanley et al., 2000).

O aumento antrópico da concentração de gases traço na atmosfera através do uso de combustíveis fósseis e do manejo não-sustentável de florestas naturais pode interferir no balanço de radiação e na temperatura global. Consequentemente, os mecanismos auto-

---

<sup>1</sup> Também chamados de gases traço devido à sua baixa concentração em relação aos gases dominantes da atmosfera,  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  e Argônio.

regulatórios poderiam ser alterados, dirigindo o planeta para uma mudança climática. As emissões do gás traço CH<sub>4</sub> são particularmente expressivas em planícies de inundação naturais, que contribuem com cerca de 20-30 % das fontes biogênicas (Baker-Blocker et al., 1977; Bartlett & Harris, 1993; Cao et al., 1996; Wassmann & Martius, 1997; Nakano et al., 2000). Recentemente, parte do aumento antrópico das emissões de metano tem sido atribuída ao barramento de rios em planícies de inundação para a construção de reservatórios hidrelétricos (Novo & Tundisi, 1994; Keller & Stallard, 1994; Duchemin et al., 1995; Rosa & Schaeffer, 1996; Lima & Novo, 1999; Santos, 2000; Louis et al., 2000; Fearnside, 2002).

Os modelos de previsão de mudanças do clima, baseados na equação de Navier-Stokes e chamados de GCM (*General Circulation Models*), consideram uma duplicação da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera e o subsequente efeito no aumento da temperatura planetária, no derretimento das calotas polares e na elevação do nível dos mares pela expansão térmica do volume dos oceanos. O efeito conjunto dos gases traço é avaliado através da comparação entre o potencial de aquecimento global (GWP, do Inglês *Global Warming Potential*) de cada um deles em relação ao potencial de aquecimento do CO<sub>2</sub>, considerando também a meia vida na atmosfera de cada gás traço (Painel Intergovernamental em Mudanças Climáticas, IPCC, 1995).

Os cientistas do IPCC mostram que a temperatura global média aumentou  $0,6 \pm 0,2$  °C durante o século XX. Em função de diferentes parametrizações dos modelos, a projeção do aumento da temperatura superficial do planeta, relativo a 1990, é de um aquecimento de 1,4 a 5,8 °C em 2100 e de um aumento global do nível dos oceanos de 9 para 88 cm no final do século XXI (IPCC, 2001). Estas projeções indicam que o aquecimento pode variar regionalmente, devendo ser acompanhado de aumentos e diminuições na precipitação em diferentes localidades. Além disso, o relatório também sugere que poderá haver mudanças na frequência de eventos climáticos extremos, como fortes tempestades, tornados, etc, que afetam diretamente a vida das pessoas.

O aumento da temperatura pode estar afetando vários sistemas físicos e biológicos em diferentes partes do mundo: i) o encolhimento das calotas polares e o desprendimento ou desaparecimento de grandes blocos de gelo (*icebergs*), ii) o congelamento tardio e o prematuro degelo de rios e lagos, iii) o alongamento das estações de crescimento biológico em latitudes médias e altas, iv) o deslocamento de paisagens florestais e animais em direção aos pólos e em altitude, v) o declínio de populações da fauna e flora e a floração prematura de árvores, vi) a proliferação de insetos pelo aumento de nichos favoráveis, e outros. Os dados compilados para estas análises raramente são obtidos por mais de duas décadas e fatores como mudanças no uso da terra e poluição também afetam os sistemas. Isto gera dificuldades na atribuição das causas, isto é, se são devidas às mudanças do clima ou às forças particulares a cada sistema (IPCC, 2001).

Com base nessas premissas, existe uma forte pressão internacional (Protocolo de Quioto) para que haja uma redução das emissões de gases de efeito estufa, sobretudo àquelas oriundas da queima de combustíveis fósseis pelos países que os utilizam em maior escala. Há um forte caráter de economia e política global em torno das negociações, e por isso muita controvérsia. No que tange à energia elétrica, o Brasil está em posição favorável. O parque energético instalado é basicamente constituído de hidrelétricas, com algumas termelétricas<sup>2</sup> que empregam combustíveis fósseis. Para o IPCC, as hidrelétricas são consideradas mudanças no uso da terra<sup>3</sup>, contudo geradoras de energia renovável.

No mérito das questões citadas anteriormente, este trabalho tem por objetivo avaliar a emissão do gás traço CH<sub>4</sub> por dois reservatórios hidrelétricos na Amazônia, Tucuruí e Samuel. A avaliação é realizada com dados de sensoriamento remoto, medidas em campo de fluxo de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  e de outras variáveis limnológicas e meteorológicas. Análises estatísticas não paramétricas e análises de séries temporais do nível de água foram empregadas na elaboração de um modelo de emissão basal para o reservatório de Tucuruí através de leis de potência (Birbir et al., 2001; Boer, 2001; Peters et al., 2002).

---

<sup>2</sup> No planejamento energético do país existem diversas termelétricas projetadas e em construção. Porém o intuito é aumentar a produção hidrelétrica e utilizar as termelétricas em períodos de forte estiagem, como a ocorrida em 2001, quando toda a população foi induzida a reduzir o consumo de energia elétrica.

<sup>3</sup> Como os desmatamentos e as queimadas.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Metano: origens e processos

O gás metano na atmosfera atua de diferentes maneiras no efeito estufa. O principal mecanismo de remoção atmosférica de metano ocorre pela reação com radicais hidroxila (OH), os quais, em função de sua elevada reatividade, são responsáveis pela remoção de um grande número de outros gases estufa com força radiativa positiva maiores que a do metano. Além disso, a oxidação do metano na presença de óxidos de nitrogênio (NO<sub>x</sub>) produz outros gases estufa: ozônio (O<sub>3</sub>) na troposfera e vapor d'água na estratosfera (Crutzen, 1987; IPCC, 1995).

Existem duas formas distintas de aumento antrópico de gases estufa pela inserção de reservatórios hidrelétricos. A primeira delas, de influência indireta, está relacionada ao aumento no uso e ocupação do entorno do reservatório, traduzido em crescentes áreas de mudança no uso da terra (Valença & Rosa, 1993). No que diz respeito à Amazônia, este é o principal fator responsável pelas alterações antrópicas nas trocas de carbono entre a biosfera e a atmosfera, podendo resultar no aumento da concentração troposférica de gases estufa (INPE, 1992; Schroeder, 1996; Fearnside, 1997). Por outro lado, ocorrem processos internos no reservatório, de influência direta, os quais também provocam a emissão de gases, particularmente CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> (Novo & Tundisi, 1994; Duchemin et al., 1995).

Os primeiros anos de um reservatório são marcados por uma drástica alteração do ecossistema, onde são definidos novos filtros de adaptação biogeoquímica e ocorre uma seleção da biota existente anterior ao enchimento (Tundisi, 1986). Quanto à emissão de CH<sub>4</sub>, os reservatórios hidrelétricos amazônicos funcionam de modo semelhante à planície de inundação amazônica (Novo & Tundisi, 1994). Na realidade, os processos predominantemente anaeróbios e de óxido-redução em tributários de reservatórios são bastante similares aos das lagoas marginais em planícies de inundação (Richey, 1982). Em ambos sistemas a formação de CH<sub>4</sub> ocorre principalmente através da

decomposição de material orgânico autóctone e alóctone. A Tabela 1 apresenta os fluxos de metano estimados para diferentes sistemas alagáveis naturais do mundo.

Tabela 1 - Comparação entre os fluxos médios observados e estimados de metano (entre parênteses é apresentando o intervalo) em zonas inundáveis naturais. Os valores observados são derivados de medidas de campo por diferentes autores, e os estimados são derivados do modelo de Cao et al. (1996).

mgCH <sub>4</sub> /m <sup>2</sup> /d	observado	estimado
Região Ártica/Boreal	90 (20-200)	40 (6-132)
Região Temperada	93 (5-300)	150 (12-300)
Região Tropical	200 (30-390)	200 (120-474)

A estimativa é baseada num modelo processual, considerando as taxas de produção, oxidação e emissão de metano, em função da taxa de produtividade primária, da temperatura e da variação do nível de água (Cao et al., 1996). Pela Tabela 1 verifica-se que as emissões de metano pelas zonas inundáveis naturais dos trópicos são maiores que as observadas em altas latitudes.

Solos naturais na presença de oxigênio são sumidouros de metano (fluxo  $\leq 0$ ). Quando a umidade do solo aumenta a ponto de saturá-lo e torná-lo anóxico, bactérias metanogênicas aumentam sua atividade exponencialmente com a temperatura (Dalauto & Clymo, 1998; Macdonald et al., 1998; Yang & Shang, 1999; Kammann et al., 2001; Kormann et al., 2001). A matéria orgânica lábil da Floresta de Terra Firme, quando inundada para a formação do reservatório, sofre um rápido processo de decomposição, provocando um grande pulso inicial de emissão de CH<sub>4</sub> (Rosa & Schaeffer, 1996; Galy-Lacaux et al., 1997). O aumento no grau de eutrofização promovido pela inundação acarreta, entre outros fatores, no aumento da comunidade de macrófitas aquáticas flutuantes, plantas pioneiras no processo de sucessão ecológica recém iniciado. Ao longo dos anos, a queda na disponibilidade de nutrientes em reservatórios amazônicos promove uma diminuição da extensão ocupada pelos bancos de macrófitas (Junk & Mello, 1990).



Na usina hidrelétrica (UHE) de Tucuruí, os principais gêneros predominantes são *Scirpus*, *Typha*, *Eicchornia*, *Salvinia* e *Pistia* (Abdon & Meyer, 1990). As imagens mais recentes do satélite Landsat-5 de 2000 e 2001 evidenciam um claro e expressivo decréscimo da área ocupada por plantas aquáticas. As causas principais são a estabilização em níveis normais de nutrientes e muito possivelmente ao manejo do nível de água pela usina, como o aumento da diferença entre os níveis máximo e mínimo desde 1996 (Lima & Novo, 2002). Com isso, as principais fontes de matéria orgânica para a metanogênese nos estágios iniciais da formação do reservatório, a floresta inundada e as plantas aquáticas, tornam-se menos importantes com o decorrer dos anos.

A variação sazonal do nível d'água pode transformar uma boa parte da área dos reservatórios em sumidouros de carbono, pela produção de matéria orgânica e oxidação de metano. A produção de CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub> é condicionada pela disponibilidade de água e pelo potencial redox da coluna d'água e do sedimento. O CO<sub>2</sub> autóctone é produzido em condições aeróbias e anaeróbias, frequentemente na coluna d'água, ao passo que a metanogênese ocorre exclusivamente nos sedimentos anóxicos e altamente reduzidos do fundo do lago e no interior dos sedimentos flutuantes de bancos de plantas (Cicerone & Oremland, 1988; Fechner-Levy & Hemond, 1996). Na UHE Tucuruí, as regiões de maior frequência de plantas aquáticas, os tributários do reservatório, apresentam estratificação térmica da coluna d'água relativamente constante durante o ano, criando um sedimento sempre anóxico e reduzido (Lima & Novo, 1999).

As elevadas temperaturas da região equatorial induzem ao aumento das taxas de ciclagem biológica. Consequentemente, a matéria orgânica autóctone produzida pelo fitoplâncton, perifíton e bacterioplâncton deve ser prontamente reutilizada na coluna d'água antes de atingir o sedimento (Hornibrook et al., 2000). As quantidades de carbono inorgânico dissolvido (CID) provenientes de processos oxidativos de material autóctone e alóctone são bastante elevadas nas áreas inundáveis do rio Amazonas, promovendo uma grande emissão de CO<sub>2</sub> pela várzea amazônica (Richey et al., 2002).

O emprego de isótopos estáveis tem auxiliado na compreensão dos processos biogeoquímicos na planície de inundação amazônica (Hedges et al., 1986; Quay et al., 1992; Victoria et al., 1992). No rio Amazonas, a determinação da composição molecular e isotópica do carbono orgânico resultou na descoberta de traçadores que indicam as fontes de carbono nos rios (Hedges et al., 1986). Estas técnicas fornecem, por exemplo, estimativas do impacto das descargas de tributários sobre o fluxo de carbono no canal principal do rio Amazonas (Quay et al., 1992). A composição isotópica do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) expressa a abundância relativa dos núclídeos estáveis menos abundantes  $^{13}\text{C}$  (1,1%) em relação aos núclídeos estáveis mais abundantes  $^{12}\text{C}$  (98,9%). As concentrações isotópicas são expressas como a diferença desta relação para uma amostra e um padrão de referência, dividido pela razão isotópica do padrão (Martinelli et al., 1988; Clark & Fritz, 1997):

$$\delta^{13}\text{C} = \left( \frac{R_{amostra} - R_{padr\tilde{a}o}}{R_{padr\tilde{a}o}} \right) \times 1000 = \left( \frac{R_{amostra}}{R_{padr\tilde{a}o}} - 1 \right) \times 1000 (\text{‰}), \text{ onde } R = \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} < 0. \quad (1)$$

A Figura 1 apresenta os intervalos estimados de  $\delta^{13}\text{C}$  em diferentes sistemas naturais. O  $\delta^{13}\text{C}$  do metano atmosférico vem aumentando (se tornando menos negativo ou mais enriquecido) desde a revolução industrial.

Há 300 anos, o  $\delta^{13}\text{C}$  do metano era estimado em  $-49,7 \pm 0,4 \text{ ‰}$ , através de medidas de amostras de gases aprisionadas em blocos de gelo polar. Durante a década de 80 foram determinados valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano atmosférico entre  $-46,5$  e  $-47,7 \text{ ‰}$  (Tyler, 1986). O incremento em  $\sim 2 \text{ ‰}$  sugere que por durante 300 anos, o carbono do metano vem se tornando cada vez mais rico em  $^{13}\text{C}$ . Este é mais um argumento favorável à hipótese de que o homem vem alterando sistematicamente as concentrações de gases traço na atmosfera, relacionado à utilização de combustíveis fósseis (Clark & Fritz, 1997), uma vez que a origem do metano atmosférico nos tempos pré-industriais era predominantemente biogênica (Quay, 1988). No processo de combustão dos derivados de petróleo compostos carbônicos lançados na atmosfera apresentam um sinal isotópico próximo a  $-26 \text{ ‰}$  (Figura 1). Outra forma de emissão de  $^{13}\text{CH}_4$  ocorre pela

queima de biomassa. O  $\delta^{13}\text{C}$  do metano produzido pela queima de biomassa é estimado em  $-27\text{‰}$  (Clark & Fritz, 1997).

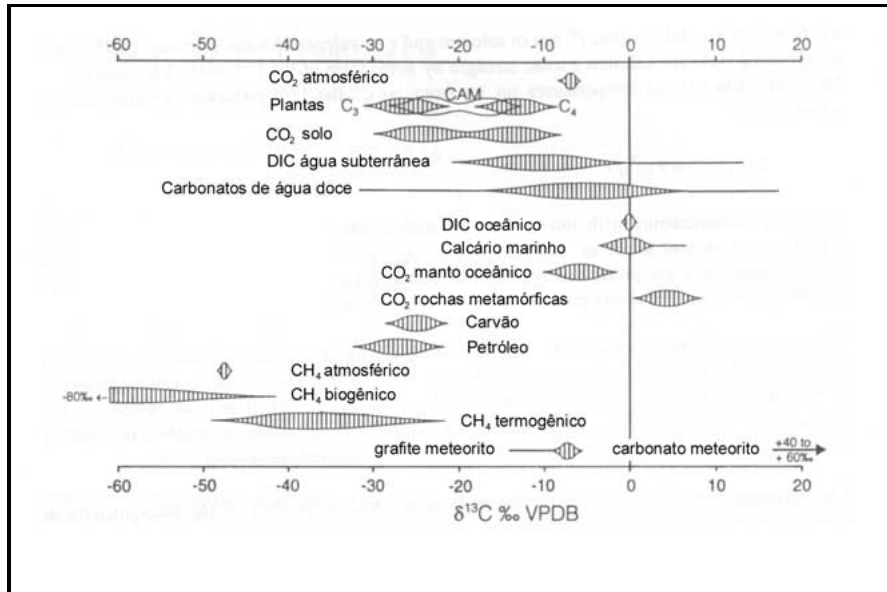


Figura 1 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (em ‰, padrão Pee Dee Belemnite) em compostos naturais.

Fonte: Clark & Fritz (1997).

Das fontes biogênicas, as zonas inundáveis da Terra são consideradas as principais responsáveis pela reposição do  $\text{CH}_4$  atmosférico. Determinações isotópicas do metano emitido para a atmosfera têm mostrado que uma parte do metano produzido no sedimento é biologicamente oxidada na coluna d'água. Como as bactérias metanotróficas têm preferência por  $^{12}\text{C}$ , durante o processo de difusão desde o sedimento à superfície ocorre um incremento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano dissolvido (Kelley et al., 1992).

O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano produzido no sedimento irá depender do tipo de processo de formação mais frequente no sistema, mas também dos precursores disponíveis e das variações diárias e sazonais de fatores relacionados ao fracionamento do carbono (Happell et al., 1994; Jedrysek, 1995). Em ambientes anaeróbios, a degradação de matéria orgânica pode ser realizada por diversas populações de bactérias (Figura 2).

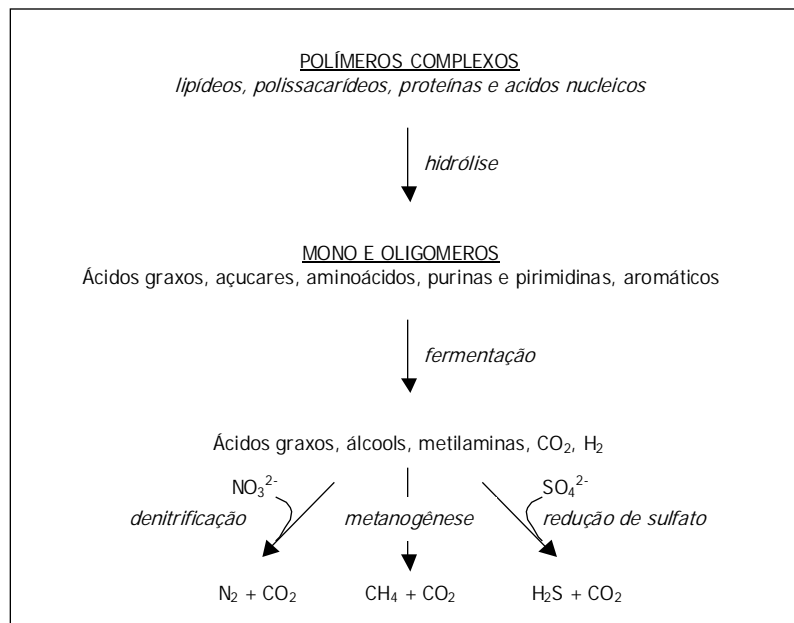


Figura 2 - Degradação de matéria orgânica em ambientes anóxicos

Fonte: Marty (1992).

Dependendo da disponibilidade de aceptores de elétrons, a etapa final de mineralização da matéria orgânica pode ser realizada competitivamente por bactérias denitrificantes, redutoras de sulfato ou metanogênicas (Stumm & Morgan, 1996). Os tipos de bactérias metanogênicas podem ser diferenciados pelo substrato que empregam na produção de energia. O máximo de metanogênese ocorre entre 30 e 50 °C e os processos de produção podem ser a redução do CO<sub>2</sub>, formato, metanol, monometilamina, dimetilamina, trimetilamina, acetato e dimetilsulfeto (Marty, 1992). Via de regra, as principais rotas de metanogênese ocorrem pela utilização de acetato ou de CO<sub>2</sub>.

A acetato-metanogênese leva à produção de CH<sub>4</sub> enriquecido em <sup>13</sup>C e o CH<sub>4</sub> produzido pela redução de CO<sub>2</sub> é empobrecido em <sup>13</sup>C. Os valores de δ<sup>13</sup>CH<sub>4</sub> nas bolhas de gás produzidas pela decomposição anaeróbia em sedimentos de áreas alagáveis sugerem que a principal via metanogênética é a redução do CO<sub>2</sub> (Tabela 2). Muito provavelmente isto ocorre devido à rápida utilização do material lábil por bactérias

denitrificadoras e redutoras de sulfato, o que diminui a quantidade de substrato para a acetato-metanogênese (Hornibrook et al, 2000).

Tabela 2 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  (‰) nas bolhas de sedimento, dissolvidos na coluna d'água e emitido para a atmosfera em diferentes ambientes aquáticos.

ambiente	bolhas	dissolvido	emitido por difusão	referência
lagos ingleses	-57 a -80	-	-	Stevens & Rust (1982)
lago americano	-52 a -64	-	-	Woltemate et al. (1984)
lago polonês	-47 a -63	-	-	Jedrysek (1995)
pântano americano	-54 a -57	-	-49 a -51	Stevens & Rust (1982)
pântano americano	-55 a -56	-	-49 a -51	Stevens & Engelkeimer (1988)
pântano americano	-65	-	-55	Chanton et al. (1988)
pântano americano	-54 a -65	-30 a -60	-35 a -60	Hapell et al. (1994)
pântano americano	-	-	-59 a -76	Kelley et al. (1992)
planície amazônica	-63 a -64	-	-	Tyler et al. (1987)
planície amazônica	-47 a -73	-41 a -66	-41 a -72	Quay et al. (1988)

Grande parte do gás metano produzido fica aprisionada na matriz do sedimento. Dependendo da taxa de produção e da pressão hidrostática, bolhas podem se desprender e migrar diretamente para a atmosfera, sem grandes alterações de concentração e de composição isotópica. Plantas aquáticas enraizadas no sedimento providas de aerênquima podem transportar  $\text{O}_2$  para o sedimento e  $\text{CH}_4$  para a atmosfera (Thomas et al., 1996; Grunfeld & Brix, 1999). O  $\delta^{13}\text{C}\text{CH}_4$  emitido por difusão na interface água-ar será resultado, além dos processos de produção no sedimento, da oxidação bacteriana na coluna d'água. Como grande parte dos processos de oxidação pelas bactérias metanotróficas discriminam isotopicamente o  $^{12}\text{CH}_4$ , o metano emitido difusivamente pode ser enriquecido em  $^{13}\text{C}$ , muito embora o fracionamento puramente físico privilegie a evasão de  $^{12}\text{CH}_4$  (Zhang & Krooss, 2001).

A variação sazonal do  $\delta^{13}\text{C}$  do metano emitido pela planície de inundação amazônica, relacionada ao período hidrológico, é resumida na Tabela 3. Constata-se que o metano emitido difusivamente é em média mais enriquecido que aquele emitido por bolhas. Para ambos processos de emissão, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano diminuem da

enchente para vazante. Esta diluição isotópica deve resultar de diferentes processos, entre eles o aumento da emissão por bolhas em função da diminuição da altura da coluna d'água e da variação da atividade bacteriana. Com relação a esta última, apesar do número de células bacterianas não se alterar significativamente entre os períodos hidrológicos, a maior atividade bacteriana é observada principalmente no período de enchente (Benner et al., 1995).

Tabela 3 - Intervalo, média e desvio padrão dos valores estimados de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano emitido para a atmosfera pela planície de inundação amazônica nos períodos de enchente (maio) e início da vazante (julho-agosto).

	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)					
	enchente			vazante		
	intervalo	média	desvio	intervalo	média	desvio
metano difusivo	-72 a -41	-50	$\pm 8$	-66 a -41	-55	$\pm 6$
metano ebuliente	-60 a -44	-51	$\pm 6$	-73 a -47	-61	$\pm 8$

Fonte: Quay et al. (1988).

No caso dos reservatórios amazônicos, a origem dos compostos precursores do metano é a matéria orgânica originária da produtividade primária do sistema e da bacia de drenagem, da floresta inundada e de rochas carbonáticas. Cada uma destas fontes é associada a diferentes etapas do processo de formação do reservatório. Nos estágios iniciais, a principal fonte de carbono no sistema é a decomposição da porção lábil da floresta inundada. A porção refratária representada por troncos submersos é preservada por períodos muito longos. Posteriormente, a decomposição de plantas aquáticas flutuantes passa a contribuir de maneira expressiva por pelo menos 10 anos, tendo em vista que após este período a quantidade de plantas aquáticas diminui acentuadamente (Lima & Novo, 2002). Em longo prazo, as fontes de matéria orgânica concentram-se sobre a produtividade primária do reservatório e de seu entorno.

Durante o processo fotossintético, as plantas fracionam o  $\text{CO}_2$  atmosférico. Plantas do ciclo metabólico C3 e C4 atuam diferentemente neste processo, assumindo diferentes sinais isotópicos (Martinelli et al., 1991). Estudos realizados com gramíneas do herbário do INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia) mostram que, em

média, as plantas C3 apresentam um  $\delta^{13}\text{C}$  variando entre  $-34,7$  e  $23,4$  ‰, enquanto que o  $\delta^{13}\text{C}$  das plantas C4 os valores variam de  $-13,6$  a  $-9,5$  ‰ (Medina et al., 1999). No caso de Tucuruí, as plantas aquáticas flutuantes são predominantemente de metabolismo C3, com exceção da C4 *Paspalum repens*, cujo valor de  $\delta^{13}\text{C}$  foi estimado em  $-13,3$  ‰ para amostras coletadas na Ilha Marchantaria, rio Solimões (Medina et al., 1999).

Muitas variáveis meteorológicas e limnológicas influenciam as taxas de emissão e valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . Particularmente, os ciclos circadianos dos gradientes verticais de temperatura geram diferentes velocidades de transporte difusivo-advectivo na coluna d'água (Michalski & Lemmin, 1995; Thorpe & Jiang, 1998). Para um coeficiente de difusividade  $D$  e uma concentração de equilíbrio  $c_0$ , o fluxo difusivo na interface água-atmosfera é dado pela Lei de Fick

$$F = D(c - c_0) / z. \quad (2)$$

O modelo assume uma coluna d'água homogeneamente turbulenta, como ocorre no leito principal dos rios e nos oceanos, e uma única e fina camada estagnada  $z$ , onde ocorrem os processos moleculares de troca entre a água e a atmosfera (Broecker & Peng, 1974; Liss & Slater, 1974). Em águas estratificadas, ocorrem muitas camadas estagnadas devido aos gradientes térmicos em diferentes profundidades (Michalski & Lemmin, 1995). Este fator, associado à emissão por bolhas, limita a utilização da Lei de Fick na estimativa dos fluxos totais, através da equação da camada limite. A perturbação do sedimento pela ação dos ventos ou de variação de pressão atmosférica, bem como as variações da coluna d'água podem aumentar a emissão por bolhas (Keller & Stallard, 1994; Fechner-Levy & Hemond, 1996).

Diferentes métodos têm sido sugeridos para a estimativa de fluxos de gases na interface água-atmosfera de zonas inundáveis. Os fluxos difusivos são estimados com câmaras flutuantes e com o modelo da camada limite (eq. (2)). Fluxos ebulientes são estimados com funis submersos. Torres micrometeorológicas, com sensor infravermelho e anemômetro sônico, são usadas para a estimativa de fluxos turbulentos. Duchemin et

al. (1999) mostraram que o uso de câmaras flutuante fornece estimativas de emissão mais realistas que a equação da camada limite.

Um dos fatores mais relevantes no processo de emissão de metano são a pressão atmosférica e hidrostática. Segundo Martens & Klump (1980) e Fechner-Levy & Hemond (1996), a variação de 1 mbar na pressão atmosférica é suficiente para alterar a pressão hidrostática no fundo do lago (hipolímnio), de modo que simule uma variação de ~3 cm de coluna d'água. A variação do volume  $V$  das bolhas do sedimento em função da altura da coluna d'água sob pressão  $p$  constante é dada por

$$pdV = -V\rho gdh, \quad (3)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água,  $g$  é a aceleração da gravidade e  $dh$  é a variação da altura da coluna d'água (Coelho-Pinheiro, 2000). Com isso, a variação da altura da coluna pode eventualmente provocar o desprendimento de bolhas presas na matriz do sedimento. Num reservatório do Panamá as emissões ebulitivas foram mais frequentes durante à tarde, quando os ventos eram mais intensos e induziam mudanças de pressão hidrostática sobre o sedimento (Keller & Stallard, 1994). O mesmo padrão de emissão é verificado em campos de arroz na China (Khalil et al., 1998) e na tundra siberiana (Nakano et al., 2000). Para o reservatório de Curuá-Una, no Estado do Pará, Duchemin (1999) observou uma nítida distinção entre os fluxos ebulientes diurnos e noturnos, os quais devem também estar ligados às flutuações de pressão hidrostática.

A Figura 3 apresenta os valores de pressão atmosférica durante trabalhos de campo em março de 1998 no reservatório de Tucuruí. Os valores máximos de pressão atmosférica ocorrem ao redor do meio dia (Figura 3). Durante o período da manhã há um aumento gradativo da pressão hidrostática sobre o sedimento. Como as temperaturas no hipolímnio não variam muito ao longo dos dias, as taxas de produção de metano devem ser pouco influenciadas. Pela lei dos gases  $pV = nRT$ , onde,  $n$  é o número de moles,  $T$  a temperatura e  $R$  a constante de proporcionalidade. Para um processo isotérmico a variação  $d(Vp) = 0$ . Assim, no período da manhã existe uma maior tendência ao deslocamento da fase gasosa



(bolhas) para a fase dissolvida. Após o meio dia a pressão atmosférica (hidrostática) passa a declinar, aumentando a probabilidade de desprendimentos de bolhas no período da tarde (Keller & Stallard, 1994; Lima & Novo, 1999).

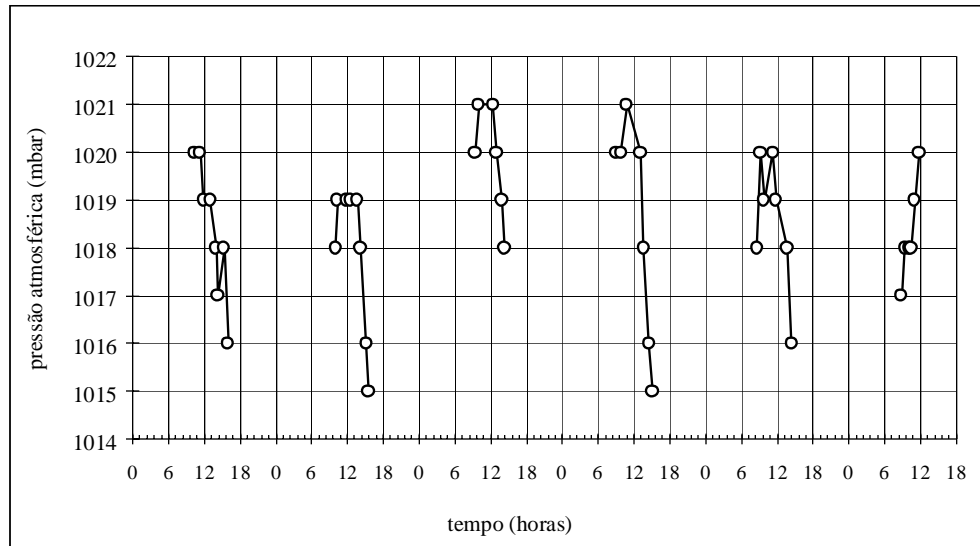


Figura 3 - Variação da pressão atmosférica em março de 1998 em diferentes compartimentos do reservatório de Tucuruí.

Fonte: Lima & Novo (1999).

Nem todo metano produzido no sedimento deve alcançar a atmosfera, pois os fluxos difusivos podem ser controlados pela atividade de bactérias oxidantes na coluna d'água (Kelley et al., 1992; Duchemin et al., 1995; Dalauto & Clymo, 1998). Do total de metano emitido para a atmosfera pela planície fluvial amazônica, entre 80 % (em regiões mais profundas) e 98 % (em regiões mais rasas) são provenientes apenas de processos ebulientes detectados por funis coletores submersos e por câmaras flutuantes (Devol et al., 1988; Keller & Stallard, 1994).

Uma abordagem apropriada para estudar e modelar a dinâmica de emissão de metano em sistemas inundáveis é através da teoria da complexidade e dos sistemas longe do equilíbrio. Do ponto de vista físico, zonas alagáveis são sistemas abertos (dissipativos) e o processo de emissão pode estar sendo determinado por uma criticalidade. Esta criticalidade não é necessariamente auto-organizada, como nas avalanches das pilhas de

areia de Bak, que são sistemas fechados em estado crítico auto-organizado (Bak et al., 1988; Jensen, 1990; Flyvbjerg, 1996). A Figura 4 apresenta um diagrama de mudanças de fases líquida-gasosa num sistema isotérmico. Quando uma amostra é colocada na região 1 esta se comporta termodinamicamente como gás e quando é colocada na região 2 comporta-se como líquido. Se uma amostra segue a seta “região 1” → “região 2” ela irá mudar de gás para líquido. Se a amostra seguir a seta curvilínea irá mudar paulatinamente para gás. Quando volume e pressão atingem um certo ponto crítico, como o ponto da região 3, a substância é uma mistura de gás e líquido.

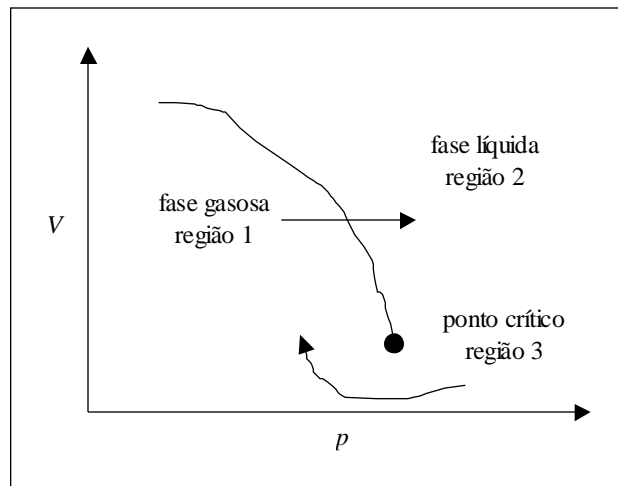


Figura 4 - Diagrama genérico de mudança de fase líquida-gasosa sob temperatura constante para um sistema ideal  $pV = nRT$ .

No ponto crítico, as bolhas de gás seguem a uma lei de potência  $y \propto x^{-z}$ , em termos de tamanho e de frequência de ocorrência, como nos processos de avalanches de sistemas fechados (Krishnamurthy et al., 2000). No entanto, a lei de potência não é derivada de processos auto-organizados, pois se trata de um sistema aberto, sob a influência de pressão e volume. Os fluxos de emissão de metano em sistemas inundáveis estão sujeitos a variações de pressão hidrostática. Deste modo, é cabível o uso de uma teoria de criticalidade nos processos de emissão (Rosa & Santos, 2000; Santos, 2000). No entanto, criticalidade e leis de potência podem surgir de processos distintos dos auto-organizáveis, simplesmente por possuírem, por exemplo, uma relação inversa com  $z = 1$  (Sornette, 2002).

## 2.2 Termodinâmica dos sistemas longe do equilíbrio

Um sistema é caracterizado por variáveis extensivas (que dependem do tamanho sistema)  $n$ ,  $V$ ,  $E$  (energia),  $S$  (entropia) e intensivas  $p$  e  $T$ . Os princípios termodinâmicos clássicos são compostos de três enunciados fundamentais e relacionam as variáveis extensivas e intensivas de um sistema com seu entorno e seu universo (Stumm & Morgan, 1996) (Figura 5). O primeiro deles declara que existe uma escala absoluta de temperatura  $T$ . O segundo enuncia que a energia inicial  $E$  é uma função do estado do sistema, a qual é alterada pela transferência de calor  $q$  para o sistema, e pelo trabalho  $w$  realizado pelo sistema. Assim  $dE = dq - dw$  (Primeira Lei da Termodinâmica). O último afirma que o grau de desordem, a entropia  $S$ , é uma função do estado do sistema. A mudança de entropia de um sistema é relacionada com o calor transferido por  $dq/T \leq dS$  (Segunda Lei da Termodinâmica).

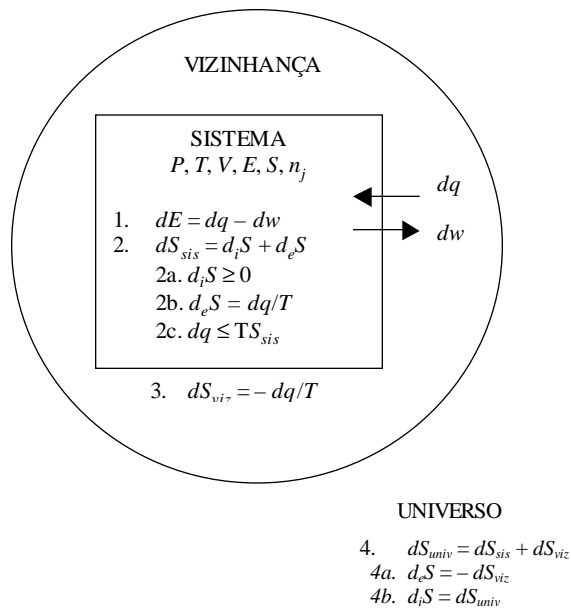


Figura 5 - Relações na termodinâmica clássica.

Se denotarmos a mudança de entropia na vizinhança de um sistema por  $d_e S$  e a mudança de entropia no interior do sistema por  $d_i S$ , então  $dS = d_e S + d_i S$  é um enunciado

alternativo da segunda lei, sempre que  $d_i S \geq 0$ . Para sistemas PVT (pressão, volume e temperatura), somente a variação de trabalho  $pV$  é considerada e

$$dw = -pdVdE \quad (4)$$

Os trabalhos gravitacional, elétrico, magnético, etc, também chamados de trabalhos externos ou  $w'$  são expressos por

$$dw' = \sum v_j d\mu_j, \quad (5)$$

onde  $v_j$  representa a força envolvida e  $d\mu_j$  a mudança conjugada à força. Conciliando as eq. (4) e (5) temos que  $dw = pdV + dw'$ . O sistema recebe calor da vizinhança e realiza trabalho sobre ela. A mudança de entropia, a qual é uma propriedade extensiva, apresenta dois termos, a mudança de entropia interna  $d_i S$  e na vizinhança  $d_e S$ . A mudança de entropia do universo  $dS_{univ}$  é igual a entropia dentro do sistema  $d_i S$ , sendo que para um processo reversível  $d_i S = 0$ , e para um processo espontâneo  $d_i S > 0$  (Figura 5).

Para mudanças reversíveis, a variação de entropia do sistema é dada por  $dS_{sis} = dq/T$ . Considerando um sistema apenas com trabalho  $pV$ ,  $dw = pdV$  e a mudança interna de energia é dada por  $dE = TdS_{sis} - pdV$ . No equilíbrio e para um sistema onde  $dV = 0$  e  $dS = 0$ , a variação de energia  $dE$  do sistema é mínima, pois a entropia do universo é máxima com respeito às mudanças no sistema. Para um sistema em não equilíbrio, isto é, para um sistema direcionado ao equilíbrio por processos irreversíveis, a mudança de entropia é dada por  $dq/T < dS_{sis}$ , consequentemente  $dE - TdS_{sis} + pdV < 0$ . Para um sistema onde  $dV = 0$  e  $dS = 0$ , a energia decresce em todos os processos irreversíveis, como por exemplo em reações químicas ou processos difusivos. Deste modo, as variações da energia interna de um sistema são então descritas por  $dE - TdS_{sis} + pdV \leq 0$ .

Funções auxiliares de estados termodinâmicos são obtidas a partir da energia interna  $E$  pelo método da transformação de Legendre. As funções obtidas pela transformação são:  $H = E + pV$  (entalpia),  $A = E - TS$  (energia livre de Helmholtz ou afinidade), e  $G = E + pV - TS$  (energia livre de Gibbs). Para sistemas de composição

constante, o conjunto de equações diferenciais é  $dE = + T.dS - pdV$ ,  $dH = + TdS + Vdp$ ,  $dA = - SdT - pdV$ ,  $dG = - SdT + Vdp$ . De  $H = E + pV$  e  $G = E + pV - TS$  obtemos  $G = H - TS$  e na forma diferencial com  $T$  constante  $dG = dH - TdS$ . Para mudanças finitas de estado sob pressão e temperatura constantes,  $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$ . As sucessivas transformações de  $E$  levam à função de estado  $G$ , para a qual as variações naturais de  $p$  e  $T$  são propriedades intensivas (independem do tamanho do sistema). Além do mais, para  $dp = 0$  e  $dT = 0$  (sistema isobárico e isotérmico), o estado do sistema é caracterizado por  $dG$ . Então, as condições para processos reversíveis e irreversíveis podem ser enunciadas em termos da energia de Gibbs como  $dG - Vdp + SdT \leq 0$ .

Para melhor compreender a termodinâmica dos sistemas longe do equilíbrio e irreversíveis é necessária a inclusão de dois princípios adicionais às leis clássicas. O primeiro deles é o princípio de Le Chatelier-Braun. Se uma perturbação é aplicada a um sistema em equilíbrio, este irá reagir de modo a aliviar a perturbação, analogamente a um processo elástico. Em termos termodinâmicos a energia livre do sistema é dada por

$$dG = -SdT + Vdp + \left(\sum v_j \mu_j\right) d\xi = -SdT + Vdp + \left(\frac{dG}{d\xi}\right)_{p,T} d\xi, \quad (6)$$

onde  $d\xi$  representa a variável de avanço do processo. A equação pode ser reescrita como

$$d\left(\frac{\partial G}{\partial \xi}\right)_{p,T} = -\left(\frac{\partial S}{\partial \xi}\right)_{p,T} dT + \left(\frac{\partial V}{\partial \xi}\right)_{p,T} dp + \left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T} d\xi. \quad (7)$$

De acordo com a definição de energia livre de Helmholtz

$$-dA = d\left(\frac{\partial G}{\partial \xi}\right)_{p,T} = -\left(\frac{\partial S}{\partial \xi}\right)_{p,T} dT + \left(\frac{\partial V}{\partial \xi}\right)_{p,T} dp + \left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T} d\xi, \quad (8)$$

que no equilíbrio é igual a zero. Assim,

$$0 = -\left(\frac{\partial S}{\partial \xi}\right)_{p,T} dT + \left(\frac{\partial V}{\partial \xi}\right)_{p,T} dp + \left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T} d\xi_{eq}, \quad (9)$$

onde  $d\xi_{eq}$  representa a variação no avanço do processo no equilíbrio. Se uma perturbação do equilíbrio é realizada pela variação da temperatura à pressão constante temos

$$\left(\frac{\partial \xi_{eq}}{\partial T}\right)_p = \frac{\left(\frac{\partial S}{\partial \xi}\right)_{p,T}}{\left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T}}. \quad (10)$$

Como se trata de um processo reversível,  $dS = dq_p/T = \Delta H/T$ . Portanto

$$\left(\frac{\partial \xi_{eq}}{\partial T}\right)_p = \frac{\left(\frac{\partial q_p}{\partial \xi}\right)_{p,T}}{\left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T}}. \quad (11)$$

Se uma perturbação do equilíbrio é realizada pela variação da pressão à temperatura constante temos

$$\left(\frac{\partial \xi_{eq}}{\partial P}\right)_p = \frac{\left(\frac{\partial V}{\partial \xi}\right)_{p,T}}{\left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T}}. \quad (12)$$

Para um equilíbrio estável num sistema irreversível sempre

$$\left(\frac{\partial^2 G}{\partial \xi^2}\right)_{p,T} > 0, \quad (13)$$

já que o equilíbrio corresponde a um mínimo de energia livre. Se a temperatura é aumentada sob pressão constante, o avançamento do processo aumenta no sentido de absorver calor. Se a pressão é aumentada sob temperatura constante, o avançamento do processo aumenta no sentido de contrair o volume.

O princípio de Le Chatelier-Braun mostra que quando processos naturais se direcionam para uma grande desordem, os processos apresentam uma resistência para sua finalização. Processos espontâneos degradam a matéria, mas a natureza sempre invoca processos que retardam a degradação. De fato, a natureza inibe e retarda o inevitável (Schneider & Kay, 1994). O outro princípio que fundamenta a termodinâmica dos sistemas longe do equilíbrio é o Princípio da Reciprocidade de Onsäger. O princípio declara que os fluxos são gerados por gradientes e para um sistema de muitos fluxos acoplados sob forças conjugadas

$$\phi_k = S_j L_{kj} v_j, \quad (14)$$

onde  $\phi_k$  representa o fluxo do  $k$ -ésimo processo ( $k = 0, 1, 2, \dots, n$ ),  $S_j$  refere-se à entropia associada à  $j$ -ésima força termodinâmica  $v_j$  ( $j = 0, 1, 2, \dots, n$ ), e  $L_{kj}$  corresponde aos coeficientes de proporcionalidade (quando  $k = j$ ) e aos coeficientes de acoplamento (quando  $k \neq j$ ). Os acoplamentos para os quais as forças  $v_i$  são invariantes com a reversão do tempo serão simétricas ( $L_{kj} = L_{jk}$ ), desde que os fluxos  $\phi_k$  e as forças  $v_i$  satisfaçam a equação  $\psi = (S\phi_k v_j)/T$ , onde  $\psi$  representa a taxa de incremento de entropia por unidade de volume. A reciprocidade de Onsäger pode ser aplicada para combinações linearmente localizadas de forças e fluxos que se comportam globalmente de um modo não-linear. Isto é relevante para ecossistemas, onde compartimentos e subcompartimentos asseguram que muitos processos podem operar localmente no equilíbrio termodinâmico, embora o sistema ou subsistema como um todo se mantenha longe do equilíbrio. A reversibilidade ou simetria ocorre nos processos microscópicos do sistema, enquanto que há uma quebra de simetria no nível macroscópico, através da manutenção de um estado longe do equilíbrio (Sneddon, 1981).

### 2.3 Emergência das estruturas dissipativas

O prêmio Nobel de Química Ilya Prigogine foi o primeiro a propor um teorema sobre a mínima entropia local. Sistemas dinâmicos são abertos e mantidos longe do equilíbrio por fluxos de matéria e energia através de suas fronteiras. Estes sistemas mantêm uma forma e estrutura coerente (fractal ou auto-similar) pela dissipação contínua de energia e por esta razão são designados estruturas dissipativas (Rech et al., 2000). Prigogine sugeriu que em sistemas de não-equilíbrio, a troca de energia e matéria com o mundo exterior pode mantê-los por um certo período de tempo longe do equilíbrio termodinâmico, e num estado localmente estável de mínima entropia (Prigogine, 1996).

A redução local de entropia é realizada às custas de um aumento da entropia do universo, o que está de acordo com a segunda lei termodinâmica. As estruturas dissipativas podem ocorrer quando a distância do equilíbrio termodinâmico excede um determinado valor crítico  $d > d_{crit}$ . Elas então se auto-organizam através de flutuações e pequenas instabilidades que levam a bifurcações irreversíveis no ponto  $d_{crit}$  e a novos estados estáveis do sistema (Figura 6).

Os estados futuros do sistema são imprevisíveis (“aleatórios”), apesar de serem baseadas no caos determinístico (Rech et al., 2000). Na região de instabilidade caótica o sistema se comporta “aleatoriamente”, devido ao efeito do expoente de Lyapunov, que determina o grau de sensibilidade do sistema às condições iniciais (Devaney, 1992). Propriedades fractais que ocorrem no caos determinístico podem ser exibidas por processos aleatórios (Puente & López, 1995). Assim, as estruturas dissipativas podem ser oriundas de fenômenos determinísticos e/ou aleatórios que apresentam características comuns de auto-similaridade e quebra de simetria no espaço-tempo pela invariância na escala (Sneddon, 1981; Malamud & Turcotte, 1999; Selvam & Fadnavis, 1999a,b).



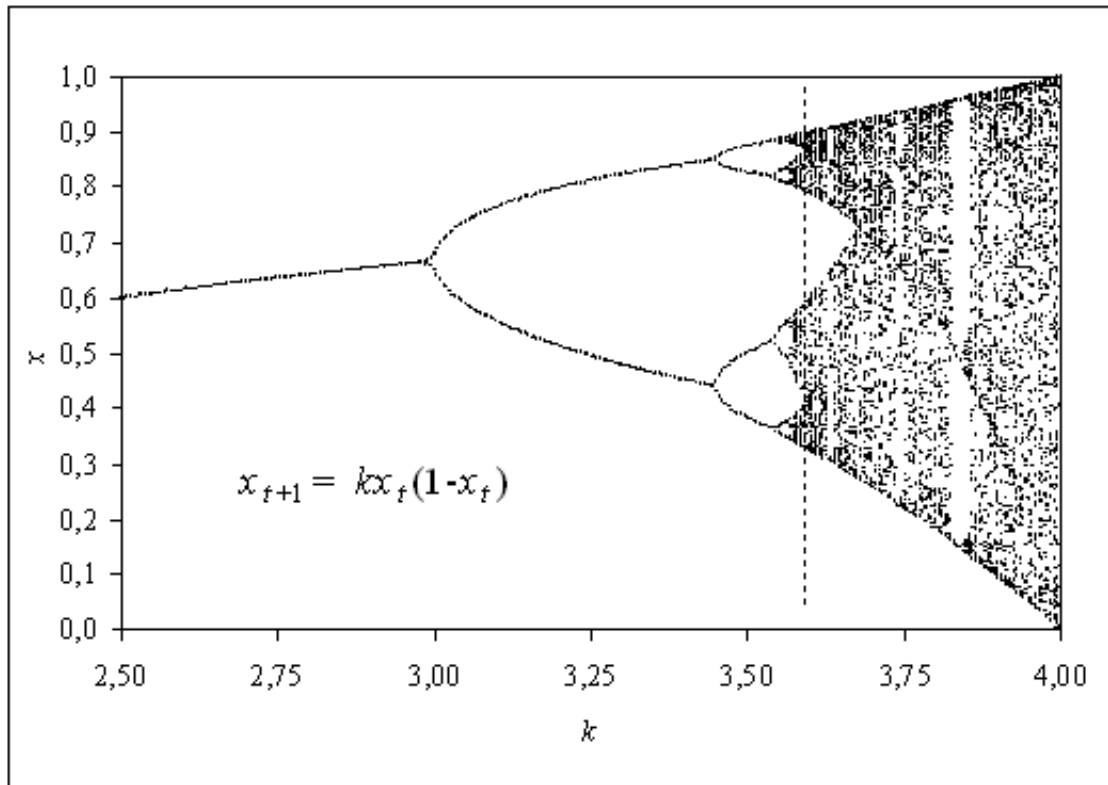


Figura 6 - Ramo termodinâmico e bifurcações nos pontos críticos de sistemas dissipativos. A linha tracejada representa o limiar entre ordem (equilíbrio) e caos (não-equilíbrio) para um sistema regido pelo mapa logístico.

As estruturas dissipativas são estáveis sob condições finitas e sensíveis aos fluxos provenientes da vizinhança do sistema. A descrição de estruturas dissipativas de Prigogine é formalmente limitada à vizinhança do equilíbrio (Figura 5). Por isso, sua análise depende de uma expansão linear da função de entropia em torno do equilíbrio. Esta é uma severa restrição na aplicação de sua teoria e particularmente inviabiliza sua aplicação em sistemas reais. Contudo, o teorema de Glansdorff-Prigogine ampliou e abriu caminho na elucidação dos fenômenos longe do equilíbrio (Schneider & Kay, 1994).

O Teorema de Glansdorff-Prigogine mostra que nos pontos de bifurcação, as relações entre fluxos e forças são não-lineares e o teorema de Prigogine, o qual é válido somente para um regime linear, deve ser substituído pelo princípio da reciprocidade de

Onsäger. O teorema mostra que as relações termodinâmicas são melhor representadas por relações não-lineares acopladas, i.e., ciclos catalíticos, muitos dos quais levam a estruturas macroscópicas estáveis, que ocorrem longe do estado de equilíbrio (Kauffman, 1995).

A compensação de energia interna é aplicada, de modo que a produção de entropia em alguns elementos no espaço-tempo é compensada pela produção negativa de entropia em outros elementos. Alternativamente, os fluxos de entropia positiva numa direção devem ser compensados pelos fluxos de entropia negativa em outra direção, de modo que “energia coerente” seja conservada. O sistema pode estar arbitrariamente longe do equilíbrio, de modo que, em algum espaço-tempo suficientemente macroscópico, o balanço global é atingido e a entropia líquida do sistema alcance um valor mínimo (Schneider & Kay, 1994).

O balanço interno da produção de entropia significa que o sistema mantém sua heterogeneidade organizada ou ordem dinâmica. Por isto, o sistema é ciclicamente fechado e é dependente dos fluxos de energia simetricamente acoplados<sup>4</sup>. Enquanto as análises termodinâmicas mais comuns ignoram as estruturas espaço-tempo (dissipativas), a termodinâmica da complexidade aplicada aos seres vivos é independente da heterogeneidade espaço-temporal, permitindo livres variações de estados microscópicos dentro de forças macroscópicas.

A teoria das estruturas dissipativas ainda é muito discutida e sua aceitação na comunidade científica é pouco difundida. É preciso ter em mente que um modelo é sempre uma representação de um sistema real, através de uma ou mais equações contendo variáveis inter-relacionadas por expressões matemáticas. Estas variáveis são análogas às entidades físicas do mundo real e as expressões determinam a intensidade e tipo de relação entre essas variáveis (Reynolds, 1979).

---

<sup>4</sup> Aqui é frequente a confusão entre sistemas em estado crítico auto-organizado e sistemas dissipativos em estado crítico com ordem dinâmica. Sistemas em estado crítico auto-organizado SOC são sistemas fechados, enquanto que as estruturas dissipativas são sistemas abertos, pois dependem dos fluxos de energia, que são apenas ciclicamente fechados e são simetricamente acoplados.

## 2.4 Modelos processuais dinâmicos

Um modelo é útil na medida em que contribui para um aumento de conhecimento sobre a dinâmica de um sistema. A quantidade de conhecimento adquirida nos diferentes níveis do sistema é determinante do grau de incerteza do modelo. Os modelos lineares são comumente utilizados em previsões e são fundamentados na correlação linear entre a entrada e a saída de uma caixa preta, isto é, de um processo que não conhecemos. Por outro lado, um modelo pode conter informações sobre a não-linearidade (caótica ou não) das relações processuais do sistema (Figura 7).

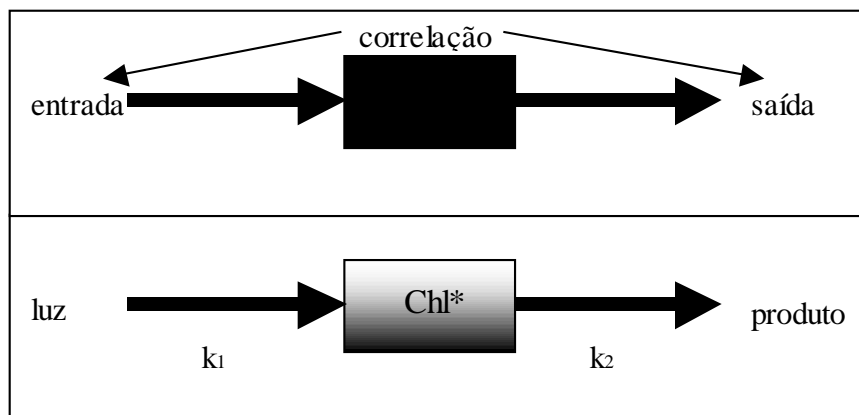


Figura 7 - Modelos caixa-preta: ferramenta de previsão que não considera mecanismos de causa e efeito, apenas a correlação linear entre entradas e saídas. Modelos processuais: mecanismos de processos ou respostas biológicas, como a produção de glicose (fotossíntese) pela clorofila através da taxa de absorção de luz  $k_1$  e pela taxa de velocidade dos processos bioquímicos  $k_2$ .

Isto diz respeito à natureza dinâmica do processo, sua evolução no tempo e o modo com que suas partes interagem. Nos modelos processuais-teóricos, como das estruturas dissipativas, somente partes essenciais do sistema são consideradas, consistentes com leis físicas. As premissas são baseadas em fatos hipoteticamente deduzidos e principalmente através da experimentação, envolvendo uma formalização

do conhecimento sobre os componentes do sistema e suas funções processuais. Um processo determinístico que porventura rege um determinado fenômeno pode ser contínuo

$$\dot{x}(t) = F(x(t)), \quad (15)$$

onde  $\dot{x}(t)$  refere-se a taxa de mudança da variável  $x$  e  $F(x(t))$  uma função não-linear contínua aplicada à variável  $x$  no tempo  $t$ . Por sua vez, a descrição de um processo determinístico discreto é conhecido por mapa e assume a forma

$$x_{t+1} = f(x_t), \quad (16)$$

onde  $x_{t+1}$  representa o valor de estado da variável  $x$  no tempo  $t + 1$  após a aplicação de uma função não-linear discreta  $f$  em  $x_t$ . A família de regras de transição ou suas realizações nas formas das eq. (15) ou (16) são referidas como um sistema dinâmico. A escolha particular de  $F$  (respectivamente  $f$ ) permite vários tipos de soluções, desde pontos fixos, bifurcações e ciclos limites até comportamentos irregulares. Se o sistema é dissipativo (contração do volume), os pontos visitados pelo sistema depois de ultrapassar o comportamento transiente serão concentrados numa medida zero de Lebesgue no espaço de fase  $n$ -dimensional (Schreiber, 1999).

O conjunto de medida de Lebesgue zero é referido como atrator e o conjunto de pontos que são mapeados sobre ele quando  $t \rightarrow \infty$  é definido como sua bacia de atração (Devaney, 1992). Uma vez que nem todos pontos de um atrator são visitados com uma mesma frequência, é possível definir uma medida  $\mu(x)dx$ , que representa a média da fração de tempo que uma determinada trajetória gasta no elemento  $dx$  do espaço de fase, conhecida por seção de Poincaré. Por definição, um sistema ergódico caracteriza-se por um mesmo  $\mu(x)$  para quase todas condições iniciais (Schreiber, 1999).

O atrator ou a poeira de Cantor<sup>5</sup> possui características de auto-similaridade, resultado do esticamento e dobramento do atrator a cada evento. Este processo de esticar e dobrar gera no espaço de fase uma estrutura fractal ou auto-similar de  $n$  dimensões. Um atrator pode ser visualizado em três dimensões, e a procura por atratores de baixa dimensionalidade vem demonstrando a dificuldade de encontrar o exato número de equações diferenciais acopladas (acoplamento de duas ou mais eq. (15)) envolvidas na dinâmica de um sistema, isto é, qual a dimensionalidade de um possível atrator natural ou o número de graus de liberdade do sistema (Schreiber, 1999; Pasternack, 1999; Liaw et al., 2001; Pasternack, 2001).

Além disso, muitos estudos têm demonstrado que processos estocásticos e/ou determinísticos podem gerar comportamentos interessantes, como auto-similaridades e relações de potência (Osborne & Provenzale, 1989; Theiler, 1991; Provenzale et al., 1992; Puente & López, 1995; Malamud & Turcotte, 1999). Há uma vasta literatura sobre séries temporais meteorológicas e hidrológicas sendo investigadas sob esta óptica (Costain & Bollinger, 1996; Amarasekera et al., 1997; Tsonis & Elsner, 1997; Corti et al., 1999; Keller, 1999; Diks & Mudelsee, 2000; Hall et al., 2001).

De algum modo todos os sistemas interagem com seu entorno. O determinismo deve ser considerado somente como um caso limite de um modelo mais geral envolvendo flutuações no ambiente e no próprio sistema. Contudo, é exatamente este caso limite que vem sendo ultimamente melhor estudado do ponto de vista teórico (Schreiber, 1999). Por outro lado, as análises tradicionais de trajetórias de séries temporais enfocam com maior frequência as influências de flutuações aleatórias  $\eta$ , externas ao sistema. Essas flutuações podem explicar a irregularidade, enquanto regras de dinâmica linear são suficientes para explicar a estrutura encontrada na sequência. O caso mais geral é o conhecido por ARMA (média móvel auto-regressiva)

---

<sup>5</sup> O resultado do processo num regime caótico quando  $t \rightarrow \infty$  é a produção de um conjunto finito que não contém intervalo algum (medida de Lebesgue zero). A iteração do fractal “terço médio do conjunto de Cantor”, onde sobram apenas os extremos dos intervalos, leva a formação do atrator conhecido como “Poeira de Cantor” .

$$x_t = \sum_{i=1}^M a_i x_{t-i} - \sum_{i=1}^N b_i \eta_{t-i}, \quad (17)$$

onde  $a$  e  $b$  são coeficientes estimados para o  $i$ -ésimo elemento da série temporal.

Um sistema consiste de entidades físicas que se relacionam no tempo e no espaço, e de suas inter-relações surgem padrões de processos dinâmicos. A abordagem sistêmica ou complexa pode ser definida como a união dos padrões de relações e os laços de realimentação com a teoria geral dos sistemas, retratando o equilíbrio fluente de Ludwig von Bertalanffy e das estruturas dissipativas de Prigogine (Manson, 2001). Do ponto de vista fenomenológico, ecossistemas são sistemas abertos em regime quase-estacionário, que tendem a evoluir em hierarquias de complexidade. Características e propriedades dos sistemas dependem do nível de complexidade, mas independem da relação de escala no espaço-tempo e, assim, apresentam leis de potência e invariância de escala (Selvam & Fadnavis, 1999b).

Um sistema complexo é constituído por uma grande variedade de componentes que apresentam funções inerentes. Em ecossistemas, diferentes grupos de organismos podem realizar um mesmo processo biogeoquímico, e quanto maior a diversidade de formas e processos, maiores serão as condições para a manutenção de um equilíbrio, de uma homeostase, ou seja, de uma resiliência (Odum, 1983). Os diferentes níveis de complexidade e elementos individuais estão amplamente conectados, promovendo uma alta densidade e diversidade de interligações. Nos sistemas vivos estas relações são em sua grande plenitude não-lineares. Por esta razão, e também devido ao aparecimento de propriedades emergentes das interações, o comportamento dos sistemas vivos é difícil de prever. As propriedades emergentes atuam na resiliência das condições internas do sistema (Manson, 2001). Nos modelos processuais as entradas são resultado da influência do ambiente sobre o sistema e as saídas da ação do sistema sobre o ambiente (Figura 8).

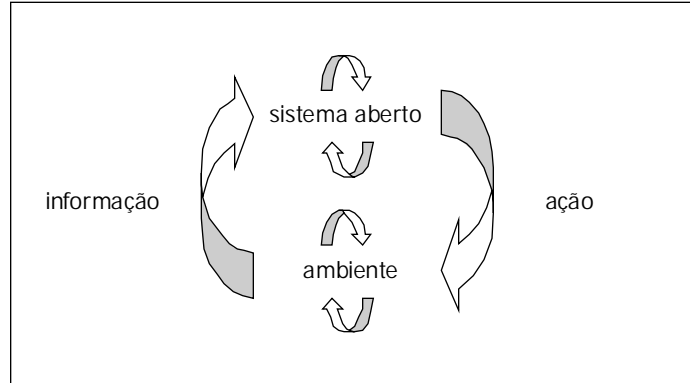


Figura 8 - Complexidade do sistema: variedade de elementos e de inter-relações entre elementos. A inter-relação entre o sistema e o ambiente gera informação, ação e reação (nova informação).

A ação positiva pode gerar reações em cadeia, como ocorre no modelo malthusiano de crescimento. Por sua vez, a ação negativa tende a manter o grau de organização do sistema, com o acúmulo de informação e ajustes nas futuras ações sobre o ambiente. Assim os sistemas resilientes exibem uma forte componente adaptativa (recursiva) para a manutenção de um estado. Em função de sua natureza recursiva, os sistemas dinâmicos naturais exibem flutuações auto-similares, fractais no espaço-tempo, independentemente da escala. Em outras palavras, a auto-similaridade dos padrões fractais existentes na natureza, resulta da repetição de um mesmo processo (determinístico ou estocástico) indefinidamente (Selvam & Fadnavis, 1999a,b).

A auto-similaridade pode implicar em correlações de longo alcance, isto é, pode haver a ausência de uma conexão local no espaço e no tempo (Rinaldo et al., 1993; Rinaldo et al., 1996; Pelletier & Turcotte, 1997). A ubiquidade (presença em todo lugar a todo instante) ou universalidade encontrada na natureza de estruturas espaço-temporais fractais é independente do detalhe microscópico (não há conexão local espaço-temporal) do sistema dinâmico físico, químico, ou biológico (Selvam & Fadnavis, 1999; Stanley et al., 2000).

A invariância na escala pode ser observada em diagramas de distribuição de frequência de eventos que seguem uma lei de potência. Em outras palavras, ocorre um regime linear num diagrama log-log entre as intensidades de um fenômeno e as frequências de cada intensidade (Bak et al., 1988)<sup>6</sup>. Um sistema que apresenta correlação de longo alcance (memória) deve apresentar ausência de conexão local espaço-temporal, e isto pode ser verificado em diagramas de densidade espectral e de autocorrelação (Mantegna & Stanley, 2000).

A principal característica de sistemas em estado crítico auto-organizado (SOC), mesmo que sua dinâmica seja incompreensivelmente complexa, é que a energia armazenada é eventualmente liberada em repentinas avalanches, ausentes de uma escala espaço-temporal típica (Zapperi et al., 1995; Yang et al., 2000). As chuvas, como um processo crítico e auto-organizado, parecem ser determinantes dos processos hidrológicos que ocorrem na superfície terrestre e a compreensão de sua dinâmica é de suma importância na avaliação das interações entre clima, solo e vegetação (D’Odorico & Rodriguez-Iturbe, 2000; Rodriguez-Iturbe, 2000).

## 2.5 Fractais: leis de potência e invariância na escala

Como os terremotos e os deslizamentos de terra, os eventos de chuva são análogos a uma variedade de processos de não-equilíbrio da natureza. Costain & Bollinger (1996) estabeleceram uma relação de lei de potência entre picos de variação de pressão hidrostática (regime hidrológico) com abalos sísmicos. Dados de chuva obtidos no Instituto Max-Planck de Meteorologia na Alemanha mostram que existe uma lei de potência entre a frequência  $f$  e a quantidade de chuva  $r$  em mm dada por (Peters et al., 2002)

$$f \propto r^{-1.36} . \quad (18)$$

---

<sup>6</sup> Processos SOC são sistemas fechados e na natureza os sistemas são abertos, trocando matéria e energia com seu entorno. As leis de potência observadas na natureza podem resultar simplesmente de processos estocásticos e/ou determinísticos fractais.



Uma série temporal obtida experimentalmente pode ser caracterizada por descontinuidades, por uma componente de tendência, uma ou mais componentes periódicas e outra componente estocástica. Um aspecto interessante da componente estocástica é sua persistência<sup>7</sup>, aleatoriedade ou antipersistência. Se valores adjacentes de uma série temporal não são correlacionados, então a componente estocástica é aleatória. Se os valores adjacentes são positivamente correlacionados então valores adjacentes estão em média mais próximos que os valores adjacentes de uma série aleatória e a componente é persistente. A antipersistência ocorre quando os valores adjacentes são negativamente correlacionados (Turcotte, 1997).

Hurst (1951) desenvolveu um método para medir persistência amplamente difundido na análise de séries temporais de diferentes processos, desde fisiológicos a hidrometeorológicos (Hoop et al., 1993; Peng et al., 1995; Montanari et al., 1996; Karamavruç & Clark, 1997; Miranda & Andrade, 2001, Peters et al., 2002), chamado de análise de intervalo re-escalonado ( $R/S$ ). Hurst se propôs a resolver o problema de como construir uma barragem de maneira que o reservatório nunca extravase ou fique vazio. Considere uma taxa de chuva  $q(t)$  durante um período de tempo  $\tau$ . O nível atual do reservatório (ou de um rio) é determinado por

$$h(t, \tau) = \sum_{i=1}^t (q_i - \langle q \rangle_{\tau}) \Delta t, \quad (19)$$

onde  $\Delta t$  é a escala temporal e

$$\langle q \rangle_{\tau} = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau} q(t) \Delta t \quad (20)$$

denota a entrada média de água pelas chuvas no período  $\tau$ . O nível necessário para que o reservatório nunca esvazie é dado pelo intervalo (*range*)

---

<sup>7</sup> Persistência e memória são termos distintos. Um sistema persistente apresenta correlações adjacentes na série temporal para diferentes períodos de tempo. Um sistema de memória longa ou longo alcance apresenta independência entre a função de autocorrelação e o período de tempo, isto é,  $C(\tau) \propto \tau$ . Para sistemas de curta memória  $C(\tau) \propto \tau^{-\xi}$ .

$$R(\tau) = \max_{1 \leq t \leq \tau} h(t, \tau) - \min_{1 \leq t \leq \tau} h(t, \tau). \quad (21)$$

Deste modo é possível definir uma razão adimensional  $R(\tau)/S(\tau)$  em função de  $\tau$ , onde  $S(\tau)$  é o desvio padrão de  $h(t, \tau)$ . Para eventos aleatórios não correlacionados (processos difusivos gaussianos), esta razão aumenta pela lei

$$R(\tau)/S(\tau) \propto \tau^H, \quad (22)$$

onde  $H = 0,5$ . Quando  $H > 0,5$  a série é positivamente correlacionada, indicando maior persistência. Em outras palavras, uma tendência de crescimento no passado implica em uma tendência de crescimento no futuro. Por outro lado,  $H < 0,5$  indica antipersistência, isto é, um aumento no passado implica em uma diminuição no futuro (Malamud & Turcotte, 1999).

Para as chuvas na Alemanha, Peters et al. (2002) encontraram  $H = 0,76$  e na Itália Montanari et al. (1996) encontraram valores entre 0,65 e 0,75. A flutuação do rio Nilo apresenta  $H = 0,77$  (Hurst, 1951). Outros processos como flutuações da vazão de um rio polonês (Radziejewski & Kundzewicz, 1997) e flutuações de pressão ocasionadas por bolhas numa coluna experimental também têm sido associadas com o expoente de Hurst e com a fractalidade de movimentos brownianos e gaussianos (Drahoš et al., 1992; Karamavruç & Clark, 1997). Drahoš et al. (1992) avaliaram as diferenças de  $H$  para as bolhas em regimes laminares e turbulentos, sendo naturalmente  $H_L > H_T$ . O movimento browniano, também chamado de caminhar aleatório (*random walk*), pode ser exemplificado com “pulsos” independentes que ocorrem em partículas suspensas, gerados pelas moléculas do líquido no qual as partículas estão imersas. Formalmente o movimento browniano é a integral de um ruído branco, o qual é considerado o sinal mais aleatório e estacionário<sup>8</sup> possível. Em termos discretos, a integral pode ser entendida como a soma sucessiva dos eventos aleatórios de ruído branco,  $\eta(t) + \eta(t+1)$ . Os incrementos de um movimento browniano fractal, introduzidos

---

<sup>8</sup> De modo geral, a estacionariedade dos processos é caracterizada pelos momentos estatísticos. A máxima estacionariedade ocorre quando os momentos estatísticos não mudam ao longo da série.

inicialmente por Mandelbrot & Van Ness (1968), podem ser gerados de diversas maneiras. Uma delas é a partir de uma sequência de ruído branco gaussiano  $\eta_i$ , usando a equação (Cioczek-Georges & Mandelbrot, 1996; Magre & Guglielmi, 1997; Lim & Muniandy, 2000)

$$MBF = \frac{n^{-H}}{\Gamma(H+0,5)} \times \left\{ \sum_{i=1}^{nt} (i)^{H-0,5} \eta_{[1+n(N+1)-i]} + \sum_{i=1}^{n(N+1)} \left[ (n+i)^{H-0,5} - (i)^{H-0,5} \right] \eta_{[1+n(N-1+t)-i]} \right\}, \quad (23)$$

onde  $\Gamma(x)$  é a função gama,  $n$  é a resolução temporal,  $N$  representa o número de pontos da série e  $H$  é o expoente de Hurst. Giese et al. (1999) mostram que o maior grau de estacionariedade de uma série temporal pode ser atingido tomando as diferenças

$$\eta(t+1) - \eta(t), \quad (24)$$

exatamente o processo inverso da geração do movimento browniano. Em sucessivas diferenciações a variância  $s^2$  da série temporal decai a zero quando a estacionariedade é máxima. Nas diferenciações subsequentes a este ponto  $s^2$  novamente aumenta, diminuindo o grau de estacionariedade.

Peters et al. (2002) demonstraram que as flutuações de nível de água são estatisticamente invariantes sobre uma transformação que muda a escala temporal por um fator  $b$  e o nível de água por um fator  $b^H$ . Esta é uma característica essencial de sistemas estocásticos fractais que apresentam lei de potência do espectro de frequências (Osborne & Provenzale, 1989), e demonstra que o nível de água de um reservatório (rio) deve ser um fractal auto-afin<sup>9</sup>.

Uma série temporal pode ser descrita no domínio de frequência em termos da transformada de Fourier da função de autocorrelação  $S(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} C(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau$ . Séries temporais auto-afins apresentam uma lei de potência  $S \propto f^{-\beta}$  da função de densidade

---

<sup>9</sup> Fractais estritamente auto-similares são inconcebíveis na natureza, pois ocorre uma invariância infinita de escala, isto é, um fractal estatisticamente auto-similar é por definição isotrópico. Fractais naturais auto-afins são anisotrópicos e surgem na presença de limites superior e inferior de escala (Malcai et al., 1997).

espectral, ou seja, elas exibem uma persistência de longo alcance (Malamud & Turcotte, 1999). A soma de eventos aleatórios consecutivos pode gerar padrões de auto-similaridade e de persistência de longo alcance (Taqqu, 1987). Ruídos brancos ( $\beta = 0$ ) e movimentos brownianos ( $\beta = 2$ ) são por definição auto-similares e apresentam  $H \geq 0,5$ .

Malamud & Turcotte (1999) chegaram a uma descrição numérica dos valores de  $\beta$  para séries estocásticas auto-afins (Tabela 4), sendo  $\beta = 1$  um cruzamento natural entre forte e fraca persistência em séries temporais auto-afins. Abaixo deste valor a série temporal é estacionária, e acima dele a série é não-estacionária.

Tabela 4 - Relação do expoente  $\beta$  com estacionariedade e persistência.

$\beta > 1$	forte persistência	não-estacionário
$1 > \beta > 0$	fraca persistência	estacionário
$\beta = 0$	não correlacionado	estacionário
$\beta < 0$	antipersistência	estacionário

Se os processos hidrológicos seguem uma lei de potência e são fractais, a variância segue

$$s^2 \sim \tau^{Ha}, \quad (25)$$

onde  $Ha$  refere-se a dimensão de Hausdorff, a qual pode ser equacionada com a dimensão fractal<sup>10</sup>  $d$  por (Malamud & Turcotte, 1999)

$$Ha = 2 - d. \quad (26)$$

Para processos brownianos fractais

<sup>10</sup> A dimensão fractal  $d$  refere-se à dimensão fractal da série temporal. A dimensão fractal de atratores é determinada pela dimensão de correlação  $d_c$ , obtida através da função de correlação integral  $c_m(r) = \frac{2}{N(N-1)} \sum_{i \neq k} \theta[r - \|X_i - X_k\|]$  e da relação  $c_{m \rightarrow \infty}(r) \propto r^{d_c}$ , onde  $r \rightarrow 0$ ,  $\theta[\dots]$  é a função Heavyside (0,1) e  $m$  é a dimensão de encaixe do atrator (ver Procaccia & Gassberger, 1983 e Schreiber, 1999).

$$d = \frac{5 - \beta}{2}. \quad (27)$$

O expoente  $Ha$  pode ser estimado para séries estacionárias ou não-estacionárias a partir da semivariância (Turcotte, 1997)

$$\gamma_\tau = \frac{1}{2(N - \tau)} \sum_{t=1}^{N-\tau} (h(t + \tau) - h(t))^2, \quad (28)$$

onde  $\tau$  refere-se a crescentes incrementos de tempo. A relação entre  $\gamma$  e  $\tau$  é conhecida por semivariograma e para séries temporais auto-afins (Malamud & Turcotte, 1999)

$$\gamma \sim \tau^{2Ha}. \quad (29)$$

Deste modo, geralmente temos para fractais auto-afins  $0 < H < 1$ ,  $0 < Ha < 1$ ,  $1 < d < 2$  e  $1 < \beta < 3$ .

Devido à ubiquidade dos processos na natureza, a fractalidade dos sistemas dinâmicos parece ser fundamentalmente relacionada com diferentes graus de contribuição de determinismo e aleatoriedade. Com isso, sistemas complexos, como o clima e a hidrodinâmica planetária, devem apresentar um grande número de graus de liberdade ou alta dimensionalidade do atrator (Pasternack, 1999). Se a natureza de fato apresenta ubiquidade, então os modelos GCM de previsão de mudança climática induzida pelo homem podem não estar exatamente corretos. Devem existir mecanismos de regulação ausentes, por mais complexo que o modelo seja (Keller, 1999; Bunde et al., 2001; Govindan et al., 2001).

A associação de ruídos brancos e movimentos brownianos é a base da teoria cinética dos gases. Por esta razão a distância que um contaminante se difunde num gás segue uma lei de potência com a raiz quadrada do tempo,  $d \sim t^H$  (processo gaussiano difusivo), onde  $H = 0,5$  é o expoente de Hurst. A associação de leis de potência (fora da doutrina SOC) com movimentos brownianos e gaussianos é a base da teoria fractal.

### 3 METODOLOGIA

#### 3.1 Descrição das áreas de estudo

A ELETRONORTE é a empresa geradora e distribuidora de energia na região que viabilizou os estudos nas usinas de Tucuruí, no interior do Estado do Pará, e em Samuel, a 45 km da capital de Rondônia, Porto Velho (Figura 9).

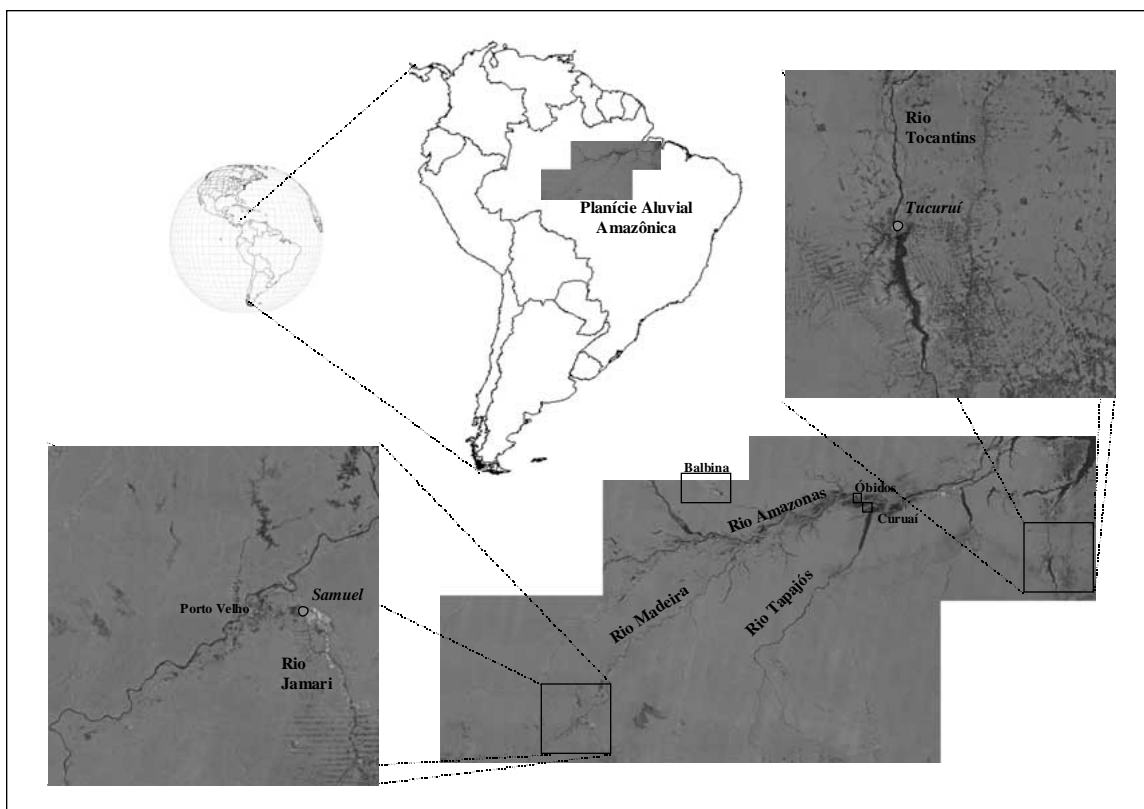


Figura 9 – Localização dos rios e reservatórios amazônicos estudados. As imagens são mosaicos de cenas de radar do JERS-1 (*Japanese Earth Resources Satellite*), obtidas em dezembro de 1995 no período mínimo de água.

Fonte: <http://southport.jpl.nasa.gov/GRFM/>

Os reservatórios de Tucuruí e Samuel foram selecionados em função de sua importância ecológica, da disponibilidade de informações, de acesso e de apoio logístico. Eventualmente o reservatório de Balbina, próximo a Manaus (Figura 9), também é citado apenas em termos comparativos, sendo que medidas de campo foram

realizadas apenas em Samuel e Tucuruí. As séries temporais de nível de água usadas neste estudo foram obtidas pela ELETRONORTE em Tucuruí e pela Agência Nacional de Energia Elétrica e Agência Nacional de Águas (ANEEL e ANA, respectivamente) em dois pontos do rio Amazonas, Lago de Curuaí e Óbidos (Figura 9). A Tabela 5 apresenta as características climáticas e geográficas básicas e a Tabela 6 apresenta as principais características morfométricas e hidrológicas para os reservatórios estudados.

Tabela 5 - Características climático-geográficas dos reservatórios de Samuel e Tucuruí.

	Samuel	Tucuruí
Província geológica	Amazônia ocidental	Amazônia oriental
Sub-região ecológica	Amazônia periférica oeste	Amazônia periférica sul
Tipo de clima	úmido com três meses secos	úmido com três meses secos
Precipitação anual média (mm)	2250 - 2500	1750 - 2000
Temperatura máxima anual (°C)	38 - 40	38 - 40
Temperatura mínima anual (°C)	8 - 12	16 - 18
Temperatura média anual (°C)	24 - 26	24 - 26

Fonte: Santos (1983).

Os reservatórios se diferenciam regionalmente pela precipitação média anual, maior em Samuel, e pela temperatura mínima do ar nos meses de junho a agosto, menores em Samuel devido às correntes de massa de ar frio proveniente das regiões de altas latitudes do hemisfério sul, através do corredor formado pela cordilheira dos Andes (Figuerola & Nobre, 1990; Ribeiro et al., 1996).

Tabela 6 - Características morfo-hidráulicas dos reservatórios de Samuel e Tucuruí.

	Samuel	Tucuruí
rio	Jamari	Tocantins
data de fechamento	nov/88	set/84
área inundada (km <sup>2</sup> )	560	2430
área da bacia de drenagem (km <sup>2</sup> )	15280	80325
comprimento (km)	140	170
volume (km <sup>3</sup> )	3.2	45.5
profundidade máxima (m)	40	72
profundidade média (m)	5	20
tempo de residência da água (dias)	105	50
vazão média anual (m <sup>3</sup> /s)	350	11000

Fonte: ELETRONORTE.

O tempo de residência da água em Samuel é o dobro da observada em Tucuruí (Tabela 6). Em termos do ciclo do carbono, quanto maior o tempo de residência da água maior será a probabilidade de que boa parte matéria orgânica que transita pelo reservatório seja convertida em CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>. Conseqüentemente, a emissão desses gases para a atmosfera deve ser maior em reservatórios de águas mais morosas<sup>11</sup>.

As águas amazônicas possuem propriedades químicas e físicas bastante distintas segundo a classificação de Sioli (1984). As águas podem ser claras (pH ~ 7, ricas em carbono orgânico dissolvido, CID), brancas (pH ~ 7, ricas em material em suspensão) e escuras (pH < 7, ricas em matéria orgânica de difícil decomposição — substância amarela). O rio Amazonas é nutrido com águas escuras pelos tributários da margem esquerda (ex. rio Negro) e com águas claras e brancas da margem direita (ex. rios Madeira e Tapajós) (Figura 9). Tucuruí apresenta uma mistura de água do tipo clara e branca, provenientes dos rios Tocantins e Araguaia, respectivamente. No reservatório de Samuel predominam águas claras do rio Jamari.

Em ambos os reservatórios, apesar de possuírem reservas florestais sob sua tutela, as mudanças na paisagem são bastante evidentes, particularmente próximas às rodovias e regiões de agricultura e pastagens (Figura 9). É possível que a ocupação na área de influência dos reservatórios altere a dinâmica do ecossistema aquático, como a dinâmica de plantas aquáticas (Pereira Filho, 2000), mas apenas em escala localizada, tendo em vista que para os reservatórios como um todo não existe uma nítida relação entre a dinâmica da ocupação da terra e da ocupação pela comunidade de plantas aquáticas para o atual nível de ocupação (Lima & Novo, 2002).

### **3.2 Descrição da abordagem metodológica**

O fluxograma apresentado na Figura 10 foi elaborado para facilitar a visualização da abordagem e das técnicas empregadas nas estimativas dos fluxos de metano.

---

<sup>11</sup> Marc Lucotte, comunicação pessoal.



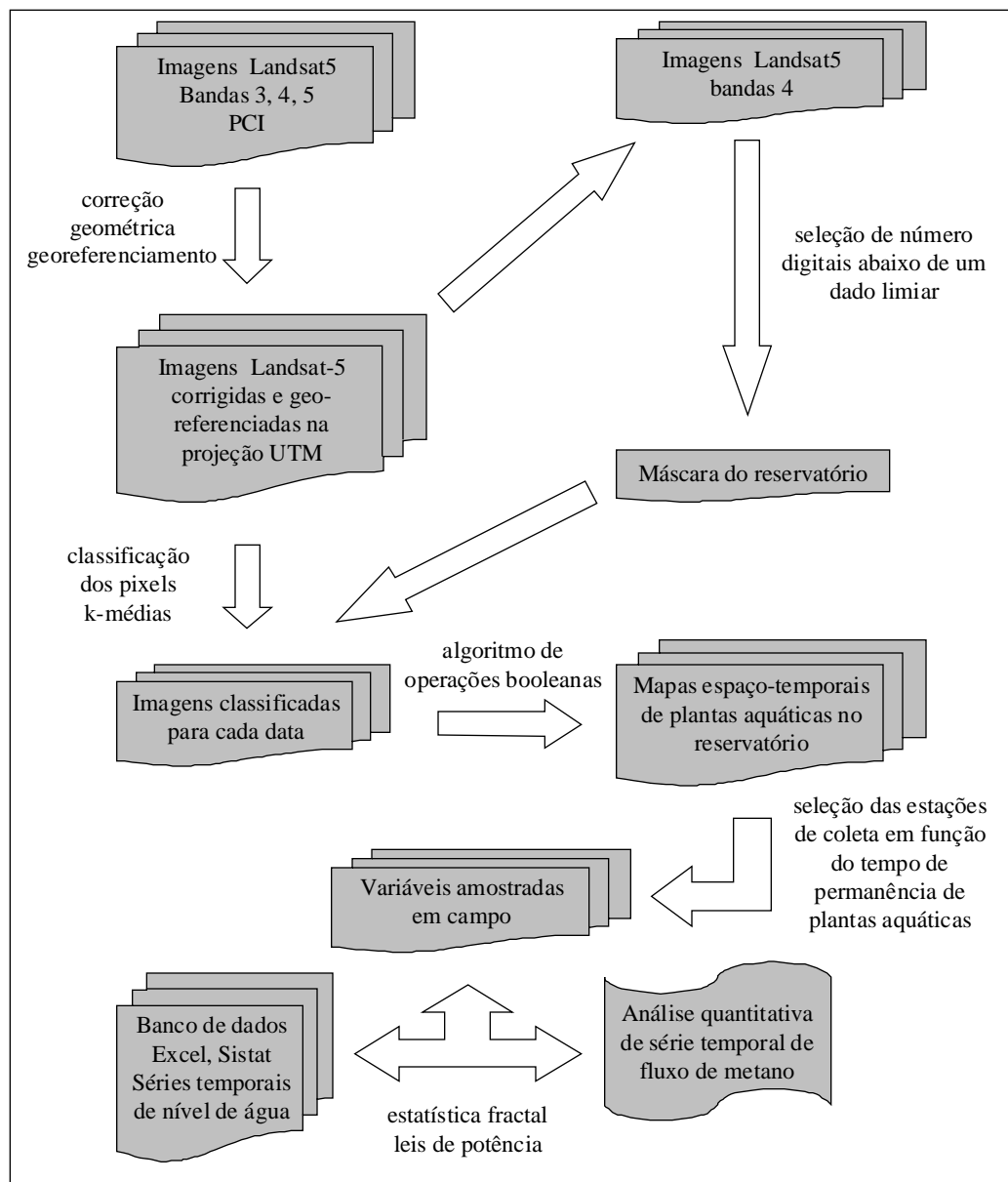


Figura 10 - Fluxograma metodológico de processamento de imagens, de aquisição de dados de campo e de análise estatística e quantitativa de séries temporais.

Cada reservatório foi avaliado inicialmente através do estudo de imagens do satélite Landsat5 Thematic Mapper (TM). A forma espacial e a dinâmica de plantas aquáticas dos reservatórios fornecem informações a respeito da hidrodinâmica e da profundidade relativa de cada reservatório (Lima et al., 1998; Lima & Novo, 1999). A Tabela 7 apresenta as datas de aquisição das cenas disponibilizadas pelo Inpe.

Tabela 7 - Data de aquisição das imagens Landsat5-TM por reservatório.

UHE Samuel	UHE Tucuruí
órbita ponto	órbita ponto
232 66	224 63
08/07/1989	22/06/1986
01/08/1992	14/08/1988
03/07/1993	19/07/1990
09/07/1995	22/06/1992
11/07/1996	30/07/1994
14/07/1997	25/07/1998
17/07/1998	12/07/1999
-	12/06/2000
-	02/08/2001

O método de processamento das imagens, detalhadamente descrito em Lima et al. (1998), é baseado no programa PCI, mas pode ser facilmente implementado em outro diferente. No processamento de imagens multitemporais um requisito essencial é a correção geométrica das imagens, que diminui distorções e sobrepõe com erro mínimo de um pixel (elemento de resolução) as imagens de diferentes datas sobre uma mesma região imageada. Além disso, é necessário realizar um geo-referenciamento para, através do GPS (Sistema Posicional Global), localizar feições contidas nas imagens durante trabalhos de campo. Comumente utiliza-se como referência o datum UTM (Universal Transverse Mercator), medida em metros.

O resultado de classificação de imagens é bastante otimizado quando se utiliza uma máscara sobre o tema principal de análise, no caso os reservatórios. Esta máscara é uma pré-seleção de números digitais que serão usados pelo algoritmo de classificação. Para a criação da máscara dos reservatórios selecionou-se o intervalo dos menores valores de números digitais na banda 4 do infravermelho próximo<sup>12</sup> em todas as cenas. Este intervalo foi associado a um único valor, criando assim uma figura de bitmap para cada cena. Os bitmaps foram agregados e os pixels erroneamente classificados como máscara foram editados manualmente.

<sup>12</sup> As moléculas de água absorvem a radiação na faixa do infravermelho, e onde há água os pixels na imagem são escuros (baixa intensidade).

O mapeamento da comunidade de plantas aquáticas em cada reservatório foi realizado classificando cada cena obtida em diferentes datas com o algoritmo k-médias, usando as bandas 3, 4 e 5 e utilizando a máscara como área de classificação. O algoritmo k-médias, também conhecido por classificador centróide, tem por princípio a associação de um determinado pixel a uma determinada média (centro) no espaço de atributos espectrais, através da comparação das distâncias euclidianas deste pixel em relação ao número de centros definidos (Mather, 1999).

Em geral, o número de centros iniciais deve ser quatro vezes superior ao número de classes que desejamos obter como resultado final da classificação<sup>13</sup>. Outra característica deste algoritmo é que a partir do número inicial de centros, são estimados iterativamente os valores médios para cada um deles. Define-se o número de iterações e o algoritmo muda os centros médios, diminuindo a erro quadrático médio a cada iteração (Richards, 1995).

O conjunto de cenas-datas classificadas para cada reservatório foi então empregado num algoritmo de operações booleanas de intersecção, para identificar regiões na cena onde ocorreram transformações e outras que permaneceram similares ao longo do tempo (Lima et al., 1998). Com isso foram gerados mapas definidos por mapas espaço-temporais. A partir destes mapas, os reservatórios de Tucuruí e Samuel foram estratificados espacialmente para a realização de amostragens aleatórias representativas para cada compartimento. Esta abordagem é conhecida por amostragem estratificada e aleatória, fundamentada na redução do esforço de amostragem em campo, através de um reconhecimento prévio do sistema a ser estudado (Jeffers, 1992).

Nos trabalhos de campo realizados no ano de 1997 em Tucuruí (Lima & Novo, 1999), as estações de coleta foram separadas em dois grandes grupos *rasas* e *profundas*: i) áreas permanentes + temporárias (tributários) e ii) áreas iniciais + não ocupadas (canal central e outros compartimentos). As diferenças entre as médias das variáveis limnológicas entre estações rasas e profundas foram significativas, ao passo que as

---

<sup>13</sup> Evelyn Novo, comunicação pessoal.

diferenças nas médias internas de cada grupo não foram significativas (Lima & Novo, 1999), mostrando a aplicabilidade destes mapas espaço-temporais para a elaboração de estratégias de amostragem.

Os dados obtidos em campo foram organizados num banco de dados em planilha eletrônica. Testes paramétricos (que envolvem os momentos estatísticos) são empregados na análise de dados com distribuição normal ou gaussiana. Para testar variáveis com distribuição diferente da normal requer-se a normalização por alguma operação matemática. Duas frequentemente usadas são a transformação logarítmica e o ordenamento pelo maior valor (*rank order*) (Sokal & Rohlf, 1995). As análises estatísticas de Anova (análise de variância) e de correlação de Spearman foram realizadas no programa Systat.

Parte das figuras foram geradas no Excel e outra parte no Systat, particularmente os histogramas e figuras de descrição estatística. Nesta última, uma caixa representa um intervalo interno de confiança em torno da mediana e as linhas que saem da caixa representam um intervalo mais externo de confiança. Ambos intervalos (interno e externo) são definidos em função da distribuição dos dados. Os asteriscos representam candidatos à exclusão (*outliers*) para um modelo de distribuição normal no intervalo interno. Para *outliers* fora do intervalo externo os símbolos são círculos.

Séries temporais do nível de água de Tucuruí e do rio Amazonas, organizadas também em planilhas, foram avaliadas com as técnicas de análise de séries temporais descritas no item 2.5 (*R/S*, semivariograma e dimensão de correlação implementadas no Excel, e espectro de potência do Systat). A série de Tucuruí foi associada aos dados de campo para a estimativa dos fluxos de emissão de metano em longo prazo.

### **3.3 Coleta de campo e quantificação das amostras**

Os primeiros trabalhos de campo foram realizados em Tucuruí na primeira quinzena de agosto de 1997. Neste período, 3 câmaras de 24.000 cm<sup>3</sup> foram empregadas em diferentes localidades do reservatório, em função de um mapa espaço-temporal

(Lima & Novo, 1999). A cada dia foram obtidas em média 24 séries de fluxo. Cada uma das séries era realizada em 20 minutos, com retiradas de amostras de gás do interior de cada câmara de 5 em 5 minutos. O armazenamento das amostras foi realizado com a técnica da troca de água pela amostra de gás em frascos de penicilina. Além da inconveniência de utilizar material tóxico (cloreto de mercúrio) para eliminar atividade biológica, esta técnica dificulta a análise cromatográfica devido à alta umidade nas amostras. Os fluxos de emissão foram determinados pela inclinação da regressão linear entre a concentração de metano versus o tempo decorrido,  $d[\text{CH}_4]/dt$ , normalizado em função do volume e da área das câmaras.

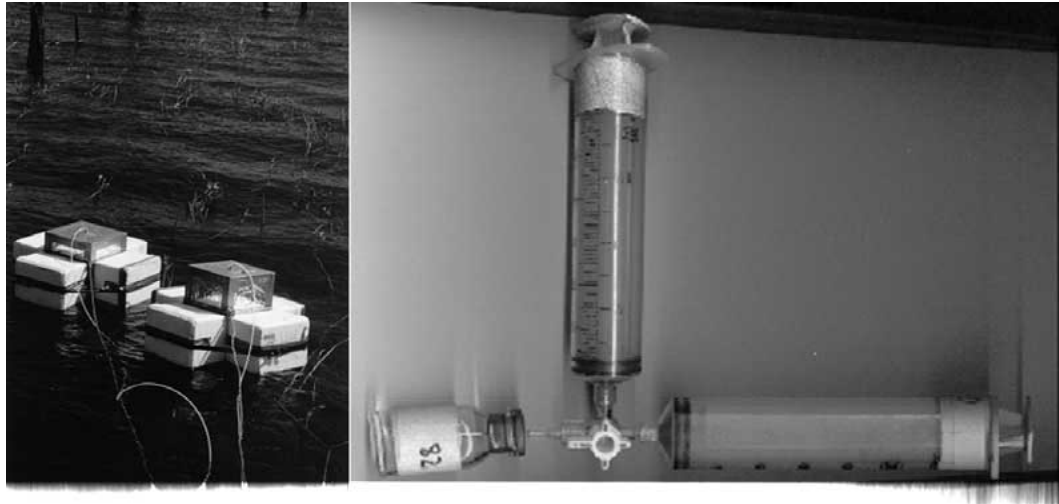


Figura 11 - Câmaras flutuantes usadas na estimativa do fluxo de metano (em Samuel) e frascos pré-evacuados usados no armazenamento e transporte das amostras.

Em 2000 e 2001 foram realizadas ao todo três missões de campo. Nas missões de junho-julho de 2000, junho de 2001 e setembro de 2001 foram realizados 4 dias de coleta por reservatório/missão. Dois dias foram dedicados às estações rasas e os outros dois dias às estações profundas, de acordo com os mapas espaço-temporais. Foram amostrados 8 fluxos difusivos diários com duas câmaras estáticas flutuantes de  $36.000 \text{ cm}^3$  (Figura 11). Nas estações profundas os fluxos foram também estimados durante a noite em junho e setembro de 2001, com exceção de setembro de 2001 em Samuel, pois

o reservatório estava repleto de centenas ou milhares de mosquitos, provavelmente em estágio reprodutivo, que não permitiram a aquisição de dados durante a madrugada.

As áreas de troca entre água-atmosfera são  $961 \text{ cm}^2$  para a câmara menor e  $1089 \text{ cm}^2$  para a maior (Figura 11). Esta configuração permite o encaixe de uma câmara no interior da outra, otimizando o transporte entre os reservatórios. As séries de amostras de gás do interior das câmaras foram coletadas a intervalos regulares de 15 minutos, durante um período de 60 minutos (reparar que em 1997 este tempo era 3 vezes inferior). As amostras de gás foram transferidas para frascos de penicilina lacrados com tampa espessa de borracha pré-evacuados (Figura 11). O intervalo entre a aquisição de duas séries consecutivas foi de 30 a 60 minutos, para que o interior das câmaras se equilibrasse novamente com a atmosfera.

Bolhas de gás presas no fundo do lago foram coletadas para estimativa da concentração de metano, através da perturbação do sedimento e aprisionadas em funis invertidos totalmente submersos na água, sendo em seguida transferidas para os frascos evacuados. Os gases dissolvidos na coluna d'água foram extraídos através do método de transferência de fase dissolvida para fase gasosa (técnica *headspace*). Amostras de 30 ml de água coletadas em 3 diferentes profundidades foram acondicionadas em seringas com 30 ml de nitrogênio ou argônio puro. As seringas foram agitadas por 2 minutos e a fase gasosa transferida para frascos evacuados.

Para todas as amostras de gás (câmaras, bolhas, dissolvido na água) o volume armazenado em cada frasco foi de 25-30 ml sob pressão. Para a análise de concentração foram empregados de 1 a 3 ml num cromatógrafo a gás com detector de ionização de chamas Shimadzu 17A. A coluna capilar usada foi uma Megabore de 0,53 mm de diâmetro com 30 m de comprimento. Durante as análises, a temperatura do ar no laboratório foi mantida em  $24 \text{ }^\circ\text{C}$ . As temperaturas do injetor, coluna e detector foram  $150$ ,  $45$  e  $200 \text{ }^\circ\text{C}$ , respectivamente. O fluxo total de gás Nitrogênio, Hidrogênio e Ar sintético foi de  $10 \text{ ml/min}$ , sendo que na coluna havia uma pressão de gás de  $8 \text{ kPa}$ .

Nestas condições o pico do metano surgia 2 minutos após a injeção da amostra, sendo o erro analítico médio de 3-5 %.

O restante do volume dos frascos foi utilizado para determinação isotópica num espectrômetro de massa Finningan modelo Delta-Plus via unidade Finningan GC Combustion III. O método consiste em transformar o metano em CO<sub>2</sub> e calcular a razão  $q/m$  (carga/massa) do carbono que passa por campos elétricos e magnéticos. O sistema consiste de uma porta de injeção, um sistema de retenção de CO<sub>2</sub> por resfriamento em nitrogênio líquido, um forno de combustão e o espectrômetro propriamente dito. O CO<sub>2</sub> original na amostra é previamente retido, antes de direcionar a amostra para o forno de combustão, para garantir que todo o CO<sub>2</sub> presente após a combustão seja proveniente somente da oxidação do metano. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano foram determinados pela eq. (1)  $\delta^{13}\text{C} = \left\langle (R_{amostra}/R_{padr\tilde{a}o}) - 1 \right\rangle 1000 (\text{‰})$ . Utilizou-se como padrão um cilindro de metano de 45 ppm da White Martins, calibrado com um padrão certificado Pee Dee Belemnite (PDB). O erro da análise foi inferior a 1 %.

Estimativas pontuais da velocidade do vento e da pressão atmosférica, bem como de gradientes verticais de temperatura e oxigênio dissolvido (OD) (Yellow Spring Instruments), carbono inorgânico dissolvido (CID) e carbono orgânico dissolvido (COD) (Shimadzu TOC 5000) na coluna d'água também foram realizadas. O banco de dados com todas as variáveis foi organizado de acordo com o critério temporal: hora, dia, mês e ano de coleta.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Dinâmica de plantas aquáticas

A Figura 12 mostra o resultado da classificação para cada uma das datas e a evolução da ocupação por macrófitas no reservatório no período de 1989 a 1998.

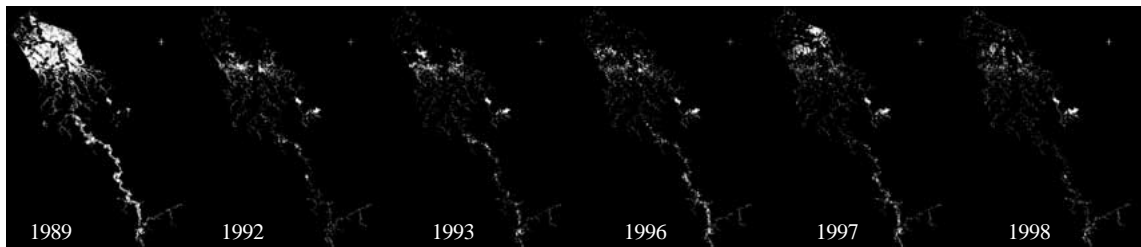


Figura 12 - Evolução anual da ocupação por plantas aquáticas (em branco) no reservatório de Samuel.

A evolução da ocupação de plantas aquáticas em dois dos mais importantes tributários do reservatório de Tucuruí é apresentada na Figura 13.

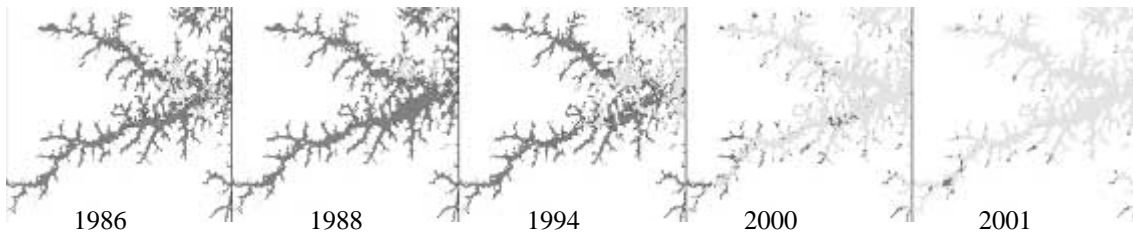


Figura 13 - Diminuição da ocupação por plantas aquáticas na confluência dos tributários Pucuruí e Repartimento, na margem esquerda do reservatório de Tucuruí.

A comunidade de plantas aquáticas em Samuel apresentou logo após o fechamento das comportas um grande crescimento e passou a decair exponencialmente ao longo dos anos. O mesmo processo pode ser observado para o reservatório de Tucuruí. O detalhamento da dinâmica nos dois reservatórios foi obtido por operações booleanas (Lima et al., 1998), e o resultado é apresentado na Figura 14.



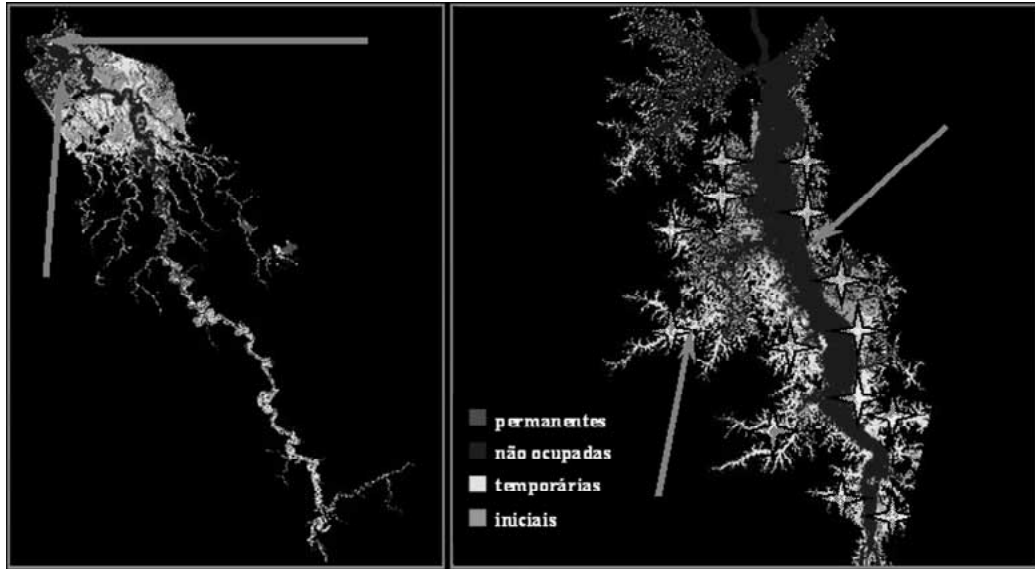


Figura 14 - Mapa de ocupação espacial e temporal por plantas aquáticas em Samuel entre 1989 e 1998 e em Tucuruí entre 1986 e 1999. As regiões de coleta em agosto de 1997 são localizadas por estrelas e as estações amostradas nos anos de 2000 e 2001 estão sinalizadas por setas.

Imagens adquiridas em 1989, 1995 e 1997 do reservatório de Balbina também foram avaliadas através de mapas espaço-temporais (Figura 15).

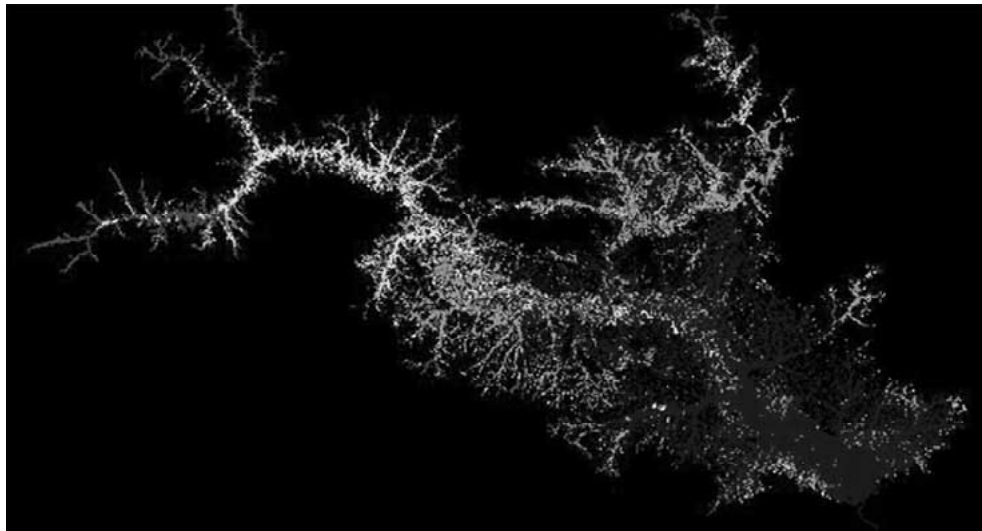


Figura 15 - Mapa de ocupação espacial e temporal por plantas aquáticas em Balbina nos anos de 1989, 1995 e 1997. Mesma legenda da Figura 14.

A Figura 16 apresenta os valores de área relativa de plantas aquáticas, derivados do processamento de imagens. Para esta dinâmica um ajuste de lei de potência representa bem a dinâmica de explosão populacional seguida de um decaimento abrupto independentemente do reservatório. O expoente  $\sim 0,5$  empregado no ajuste da curva representa um processo difusivo normal. O modelo, entretanto, explica apenas  $\sim 40\%$  da variação em função do tempo com a quantidade de informação adquirida até 2001. Apesar disso, a previsão do modelo para um horizonte de 100 anos é razoável, tendo em vista a normalização das condições tróficas e da influência direta da variação entre níveis máximos e mínimos de água imposta pela dinâmica da usina (Lima & Novo, 2002).

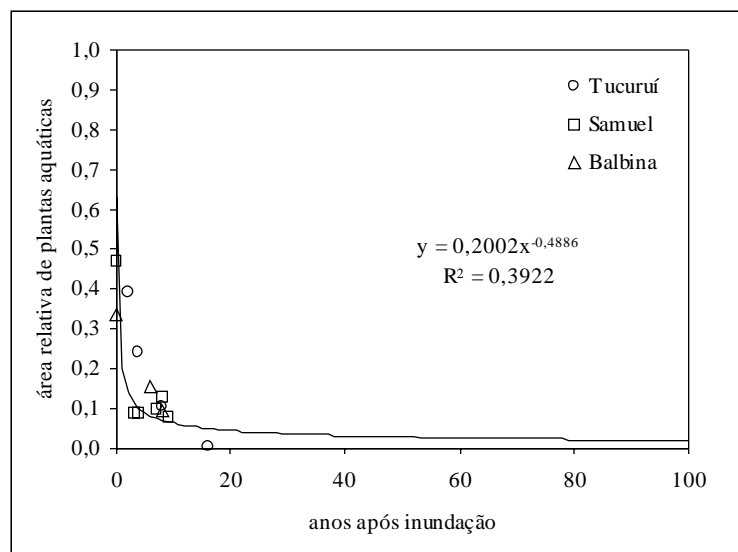


Figura 16 - Decaimento da área relativa de plantas aquáticas nos reservatórios de Tucuruí, Samuel e Balbina.

Independentemente das características particulares de cada sistema, todos apresentam um padrão comum de ocupação por plantas flutuantes (Figuras 12-15), o qual é modulado pela disponibilidade inicial de nutrientes com a decomposição da floresta inundada, pela forma da bacia de drenagem, pela presença de árvores mortas (ancoradouros) e pela intensidade da dinâmica da água nos diferentes compartimentos.

As regiões permanentes e temporárias de ocupação nos três reservatórios compartilham algumas características. Todas se situam principalmente nas regiões mais rasas, onde os processos hidrodinâmicos são mais lentos. Desse modo, os mapas de espaço-tempo fornecem informações indiretas sobre características morfométricas do reservatório, as quais foram utilizadas na configuração da estratégia de coletas de dados em campo.

#### 4.2 Fluxos de metano na interface água-atmosfera

Os fluxos de metano na interface água-atmosfera podem ser regulados por diferentes forças. As emissões de metano e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano emitido por reservatórios podem mudar em função do período sazonal, da presença de plantas aquáticas, do tempo decorrido da formação do reservatório (tipo de substrato) e das taxas de oxidação bacteriana na coluna d'água e de produção (fermentação/redução) no sedimento. A Figura 17 mostra esquematicamente como ocorre a produção e emissão de metano nos reservatórios.

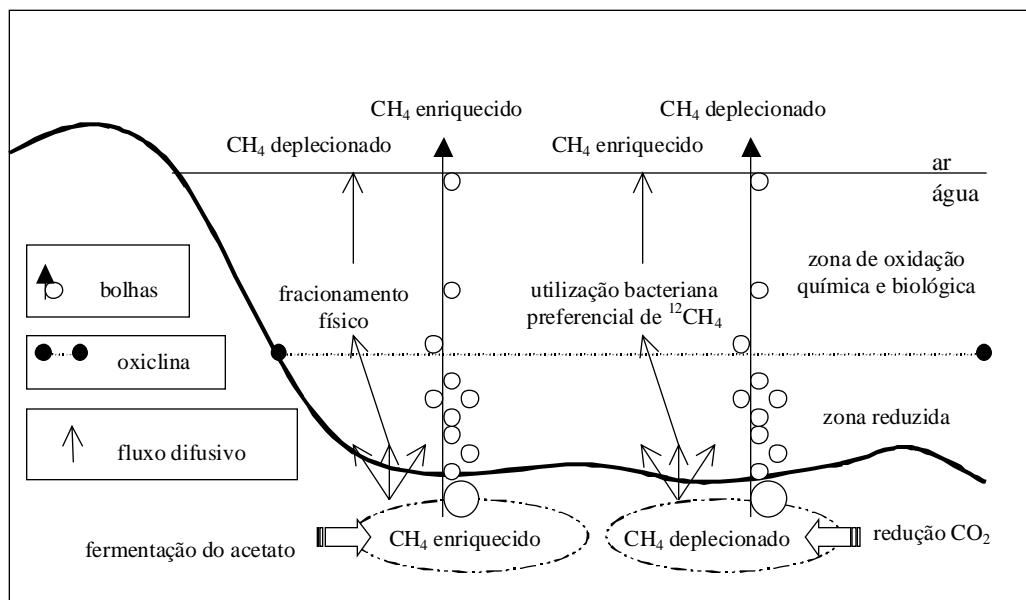


Figura 17 - Modelo conceitual do processo de transformação de diferentes formas de carbono em metano e suas implicações na variação dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano emitido.

O transporte de metano pelo sistema vascular de plantas aquáticas enraizadas pode elevar as emissões de metano para a atmosfera. Nos reservatórios estudados, a comunidade de plantas aquáticas tem regredido ano após ano (Figuras 12 e 13). Apesar das diferenças dos fluxos observados por diversos autores entre os habitats de um mesmo sistema aquático, a maior parte da área dos reservatórios ao longo dos anos torna-se livres de plantas flutuantes. Conseqüentemente, os fluxos de metano tendem a reduzir da mesma maneira, devido ao estabelecimento de um novo equilíbrio dinâmico com o tempo. A Figura 18 apresenta os fluxos ebulientes em função da idade de reservatórios brasileiros. A maior emissão nos estágios iniciais da formação dos reservatórios é claramente visível. Por outro prisma, medidas em campo de fluxo ebuliente também mostram que alguns reservatórios antigos emitem grandes quantidades de metano, como os reservatórios Gatun (74 anos, 70-400 mg/m<sup>2</sup>/d) (Keller & Stallard, 1994), Três Marias (35 anos, 140 mg/m<sup>2</sup>/d) (Santos, 2000) e Curuá-Una (21 anos, 50-65 mg/m<sup>2</sup>/d) (Duchemin et al., 2000; Duchemin et al., 2002).

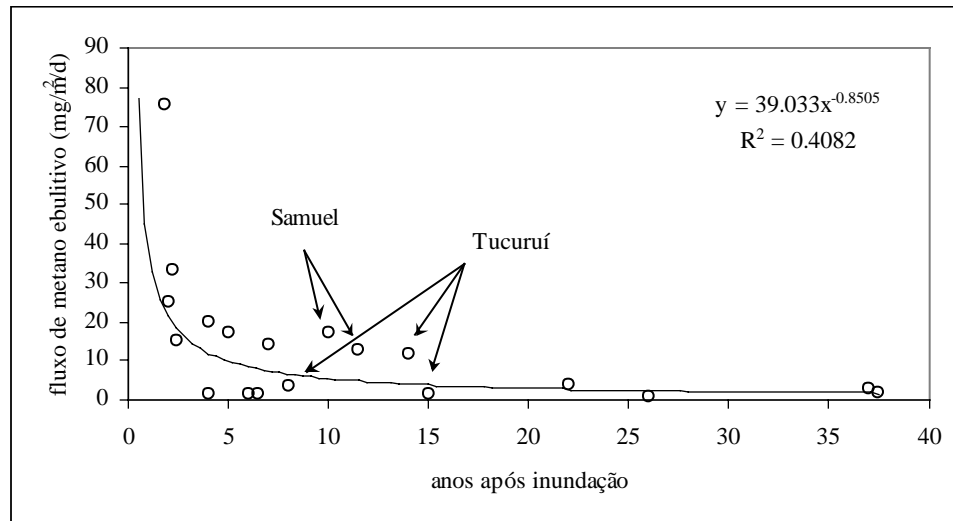


Figura 18 - Relação entre o tempo transcorrido de inundação e o fluxo de metano ebuliente em reservatórios hidrelétricos brasileiros.

Fonte: Santos (2000).

A Figura 19 apresenta alguns exemplos de séries obtidas em junho de 2001. Os diferentes comportamentos da variação  $d[\text{CH}_4]/dt$  observados na Figura 19 são

resultantes de diversos fatores, como a captura de bolhas, variações espaciais (profundidade e hidrodinâmica), oscilações circadianas da atividade biológica e das condições atmosféricas de pressão e vento, bem como de erros de amostragem e analíticos (Keller & Stallard, 1994; Khalil et al., 1998).

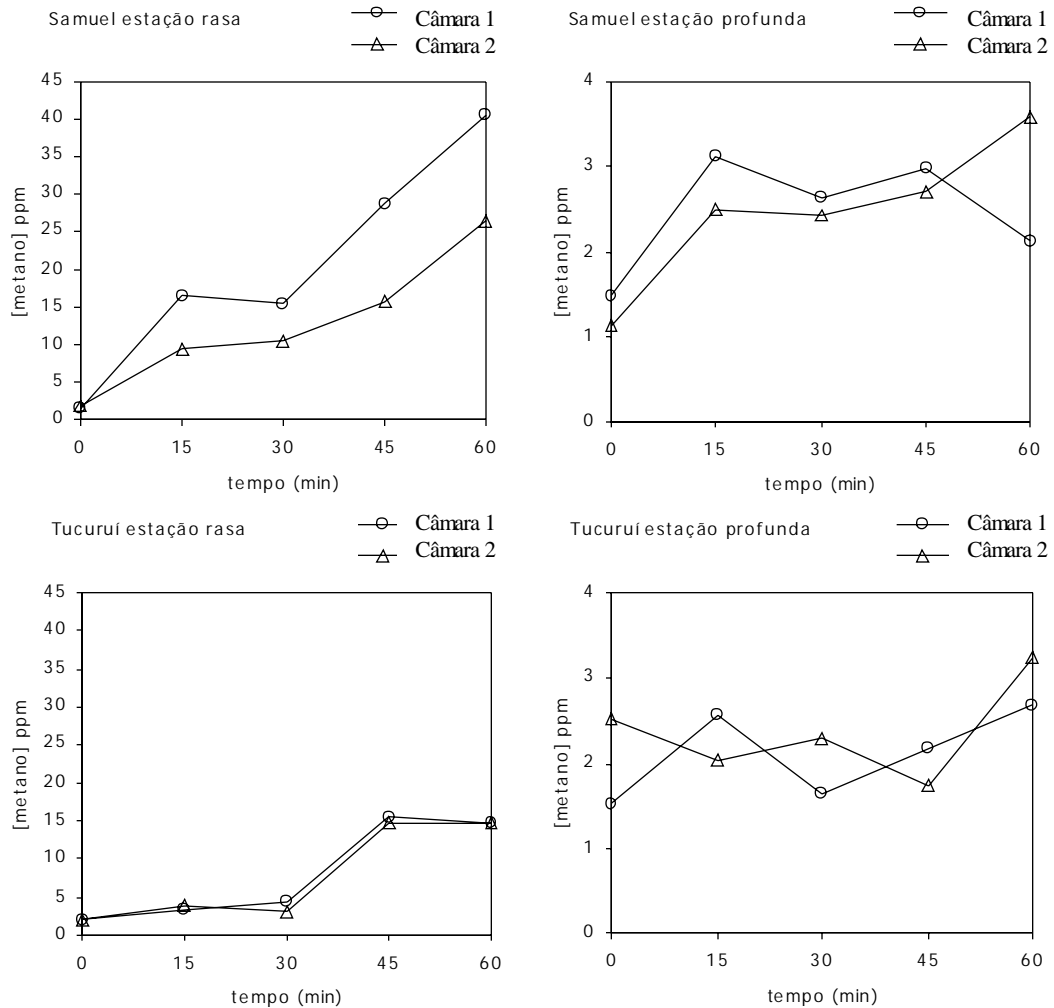


Figura 19 - Variação  $d[CH_4]/dt$  nas estações rasas e profundas de Samuel e Tucuruí em junho de 2001 para duas câmaras operando lado a lado.

As concentrações foram expressivamente maiores com o transcorrer do tempo nas estações mais rasas de Samuel de 3 a 4 m de profundidade. Boa parte do metano sendo emitido nessas regiões é proveniente de processos difusivos e ebulientes, muito

provavelmente de uma infinidade de bolhas invisíveis a olho nú. Eventos de grandes bolhas ocorreram nas regiões rasas de Tucuruí após 45 minutos.

A Figura 20 mostra a média do coeficiente de determinação  $\langle R^2 \rangle$  de  $d[\text{CH}_4]/dt$ , para duas câmaras posicionadas lado a lado, em regiões rasas e profundas dos reservatórios de Tucuruí e Samuel. A média é computada

$$\langle R^2 \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R^2_i . \quad (30)$$

Observa-se que a variância explicada média para todo o conjunto de amostras de fluxo para um modelo linear de crescimento é de 47,5 a 50 %.

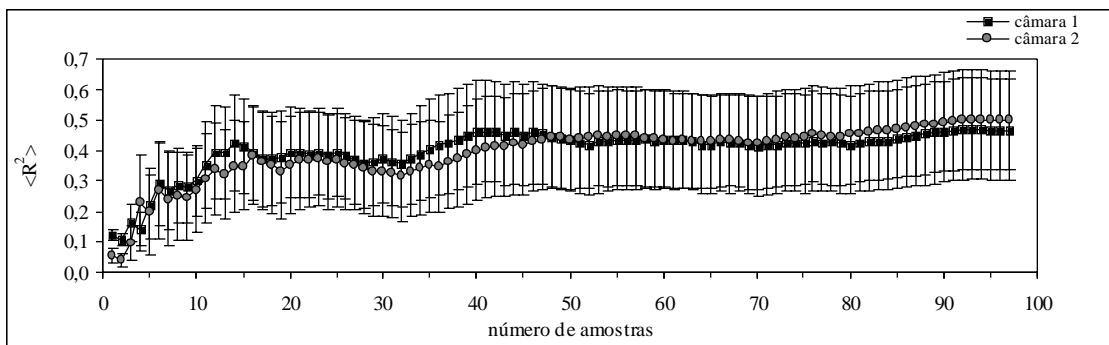


Figura 20 - Variância média explicada  $\langle R^2 \rangle$  para a mudança da concentração de metano em função do tempo em duas câmaras operadas simultaneamente nos anos de 2000 e 2001 em Samuel e tucuruí. As barras descrevem o desvio padrão de  $\langle R^2 \rangle$ .

A Figura 21 apresenta a variação de  $\langle R^2 \rangle_{\Delta t}$  para conjuntos consecutivos de  $\Delta t = 4$  amostras de fluxo, referente a 4 amostras realizadas em um dia por câmara, usando um filtro

$$\langle R^2 \rangle_{\Delta t} = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=1}^{\Delta t} R^2 \Delta t . \quad (31)$$

Os  $\langle R^2 \rangle_4$  dos fluxos médios diários estimados com duas câmaras distintas apresentam uma variação bastante similar (Figura 21).

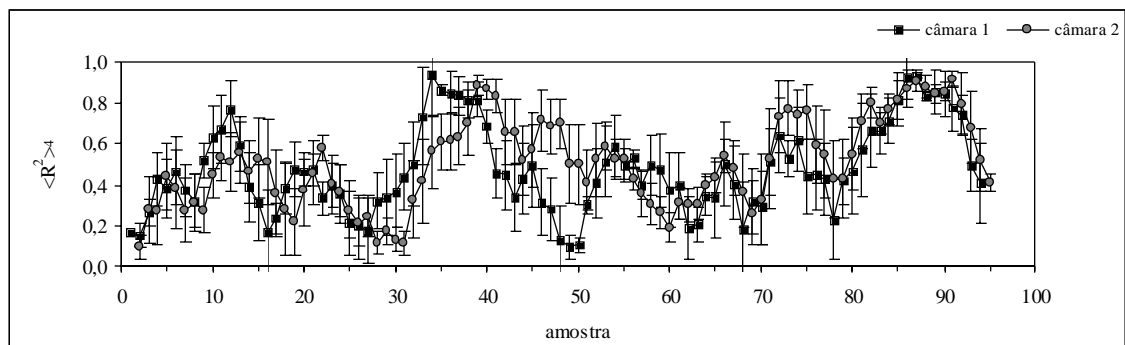


Figura 21 - Variância explicada  $\langle R^2 \rangle_4$  para a mudança da concentração de metano em função do tempo nas duas câmaras usadas em Samuel e Tucuruí. As barras descrevem o desvio padrão de  $\langle R^2 \rangle_4$ .

A variabilidade espacial e temporal dos fluxos em zonas alagáveis é grande (Bartlett et al., 1990; Bartlett & Harris, 1993; Wassmann & Martius, 1997; Nakano et al., 2000; Keller & Stallard, 1994; Duchemin et al., 1995, Lima & Novo, 1999; Santos, 2000). Por outro lado, a variância explicada da taxa de mudança da concentração no interior das câmaras é semelhante para duas câmaras operando lado a lado. Com isso, o fato de não se observar valores elevados de  $\langle R^2 \rangle$  não significa necessariamente que os dados devam ser descartados, tendo em vista que a variação de  $\langle R^2 \rangle_4$  ocorre similarmente para as duas câmaras.

Por esta razão,  $\langle R^2 \rangle > \langle R^2_{critico} \rangle$  pode não ser o melhor referencial para a escolha dos “melhores fluxos”, como sugerido em Duchemin et al. (1995) e Khalil et al. (1998). Neste sentido, procurou-se verificar a existência de diferenças entre os fluxos estimados através da escolha de um limite inferior para a correlação quadrada, seja  $R^2 \geq 0,81$  ( $R \geq 0,9$ ), e para os fluxos estimados com  $\langle R \rangle \geq 0$ , com as médias das duas câmaras. Este teste foi realizado através da relação entre os fluxos estimados e a

concentração média de metano dos valores utilizados na estimativa dos fluxos. Nesta análise os fluxos negativos  $R < 0$  foram desconsiderados, com a premissa de que tais fluxos são fisicamente improváveis (com exceção de solos não inundados que são sumidouros de metano), e devem ser resultantes de fluxos abaixo do limite de detecção do sistema analítico ou por fortes eventos de bolhas no início da série (Figura 22).

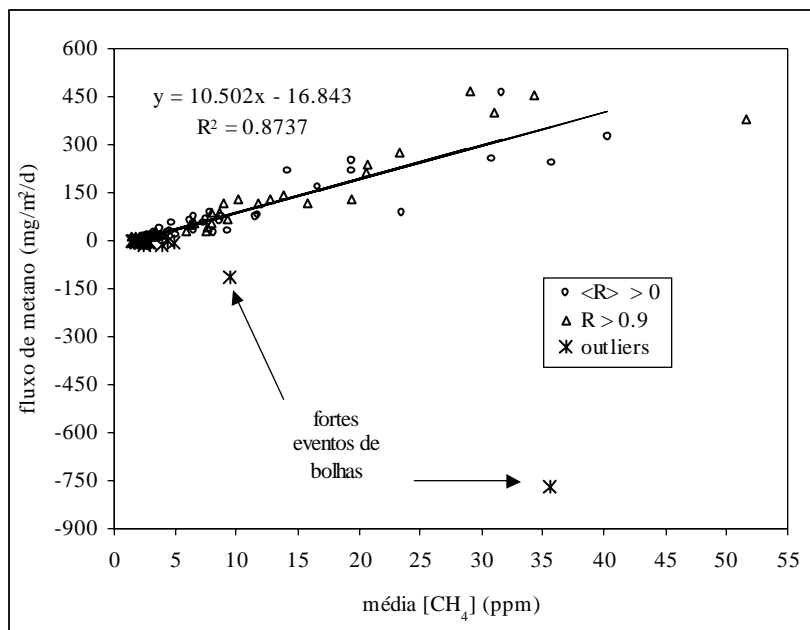


Figura 22 - Princípio físico: quanto maior o fluxo (difusivo + ebuliente), maior a concentração média de metano no interior das câmaras. Esta relação é a similar para  $\langle R \rangle \geq 0$  e para  $R \geq 0,9$ .

A equação linear obtida na Figura 22 sugere que para fluxos muito baixos ou nulos, a concentração de metano no interior das câmaras permanece ao redor do valor da concentração atmosférica de metano ( $\sim 1,7$  ppm). À medida que a concentração média da câmara aumenta, os valores de fluxo aumentam em uma ordem de magnitude. Uma análise conjunta das Figuras 20, 21 e 22 permite verificar que é possível utilizar todo o conjunto de dados, com exceção dos fluxos negativos, independentemente dos coeficientes  $R$  ou  $R^2$ , pois as emissões de metano apresentam comportamento bastante



dinâmico, e a variação de  $\langle R^2 \rangle_4$  mostra que existe uma probabilidade  $p > 0$  de estimar corretamente o comportamento de uma câmara em função de outra. Instantaneamente os fluxos são lineares, mas podem variar com  $\Delta t$  cada vez mais longos, em função de acoplamentos não-lineares dos fluxos difusivos e ebulientes com outros fatores, como variações espaciais (profundidade e hidrodinâmica associada ao terreno), bem como oscilações diárias e sazonais da atividade biológica, climática e hidrológica.

#### 4.3 Análises estatísticas: fluxos de metano e $\delta^{13}\text{CH}_4$ versus variáveis ambientais

O número de amostras, a média e o desvio padrão das variáveis de maior importância no comportamento dos fluxos são apresentadas na Tabela 8 para os dados de Tucuruí e na Tabela 9 para os dados de Samuel.

Tabela 8 - Sumários das observações em Tucuruí. Para algumas variáveis, *epi* refere-se a epilímnio e *hipo* a hipolímnio.

	1997- cheia			2000 - cheia			2001 - cheia			2001 - vazante			N
	<x>	<s>	n	<x>	<s>	n	<x>	<s>	n	<x>	<s>	n	
prof. (m)	14,3	± 15,4	76	22,8	± 11,8	16	17,8	± 7,5	16	13,1	± 8,2	16	124
pressão atm (mbar)	-	-	-	1003,8	± 2,2	16	1002,4	± 1,8	16	1002,6	± 1,9	16	48
vento (m/s)	1,2	± 1,0	69	1,8	± 0,8	16	1,6	± 1,0	16	2,1	± 1,0	16	117
epi OD (% sat)	77,2	± 14,1	76	82,4	± 3,6	4	99,5	± 10,8	8	83,1	± 8,7	8	96
hipo OD (% sat)	20,3	± 26,4	76	26,9	± 25,6	4	16,7	± 20,6	8	52,2	± 27,3	7	95
epi temp (°C)	30,8	± 0,8	76	30,2	± 0,5	4	31,0	± 1,1	8	30,6	± 0,8	8	96
hipo temp (°C)	29,0	± 0,9	76	28,7	± 1,1	4	28,0	± 0,8	8	30,0	± 0,5	7	95
epi pH	6,9	± 0,3	76	6,8	± 0,2	4	7,0	± 0,2	4	7,0	± 0,1	4	88
hipo pH	6,5	± 0,3	76	6,6	± 0,3	4	6,4	± 0,1	4	6,7	± 0,3	4	88
epi COD (mg/l)	15,7	± 2,6	59	15,6	± 1,5	4	17,6	± 1,7	4	20,2	± 1,6	4	71
hipo COD (mg/l)	22,7	± 7,4	38	21,2	± 4,9	4	26,5	± 6,0	4	20,6	± 2,5	4	50
epi COD (mg/l)	-	-	-	3,8	± 0,5	4	4,0	± 1,0	4	4,4	± 1,1	3	11
hipo COD (mg/l)	-	-	-	4,1	-	1	4,6	± 1,4	4	10,4	± 6,8	2	7
fluxo CH <sub>4</sub> (mg/m <sup>2</sup> /d)	3,3	± 4,8	39	12,4	± 15,0	15	33,3	± 33,2	11	5,4	± 5,2	15	80

Tabela 9 - Sumários das observações em Samuel.

	2000 - cheia			2001- cheia			2001- vazante			N
	<x>	<s>	n	<x>	<s>	n	<x>	<s>	n	
prof. (m)	10,6	± 10,7	17	19,0	± 15,5	16	15,8	± 14,7	16	49
pressão atm (mbar)	1007,5	± 1,9	17	1003,1	± 3,2	13	1000,9	± 2,9	16	46
vento (m/s)	3,6	± 2,0	17	1,2	± 1,1	14	2,9	± 2,7	16	47
epilímnio OD (% sat)	76,6	± 9,5	6	92,3	± 9,7	8	82,1	± 7,7	6	20
hipolímnio OD (% sat)	57,9	± 26,0	6	22,5	± 25,5	7	61,7	± 36,0	6	19
epilímnio temp (°C)	26,8	± 2,1	6	31,0	± 1,1	8	31,9	± 1,6	6	20
hipolímnio temp (°C)	26,1	± 1,9	6	28,6	± 0,5	7	29,7	± 2,1	6	19
epilímnio CID (mg/l)	11,0	± 0,4	5	9,9	± 1,0	4	9,5	± 0,5	4	13
hipolímnio CID (mg/l)	11,2	± 0,3	4	13,4	± 1,4	4	13,1	± 3,8	4	12
epilímnio COD (mg/l)	3,1	± 0,7	5	4,5	± 1,7	4	4,5	± 1,1	4	13
hipolímnio COD (mg/l)	3,8	± 0,5	4	4,3	± 1,3	3	3,6	± 0,6	4	11
fluxo CH <sub>4</sub> (mg/m <sup>2</sup> /d)	40,1	± 116,9	14	123,1	± 139,0	16	45,9	± 63,2	16	46

A Figura 23 apresenta a distribuição dos fluxos estimados em Tucuruí e Samuel utilizando duas câmaras. Os fluxos de emissão são representados por uma distribuição não-gaussiana, podendo seguir uma distribuição de lei de potência. As curvas representam o ajuste de uma distribuição normal e as linhas tracejadas representam a média dos fluxos, 40-45 mg/m<sup>2</sup>/d.

As caixas na Figura 23 representam um intervalo interno de confiança em torno da mediana, bem como a linha que sai da caixa representa um intervalo mais externo. Ambos os intervalos (interno e externo) são definidos em função do intervalo interquartil (*midrange*). Os círculos representam candidatos à exclusão para um modelo de distribuição normal (*outliers*) para o intervalo externo. Para *outliers* fora do intervalo interno o símbolo é um asterisco (Figura 23).

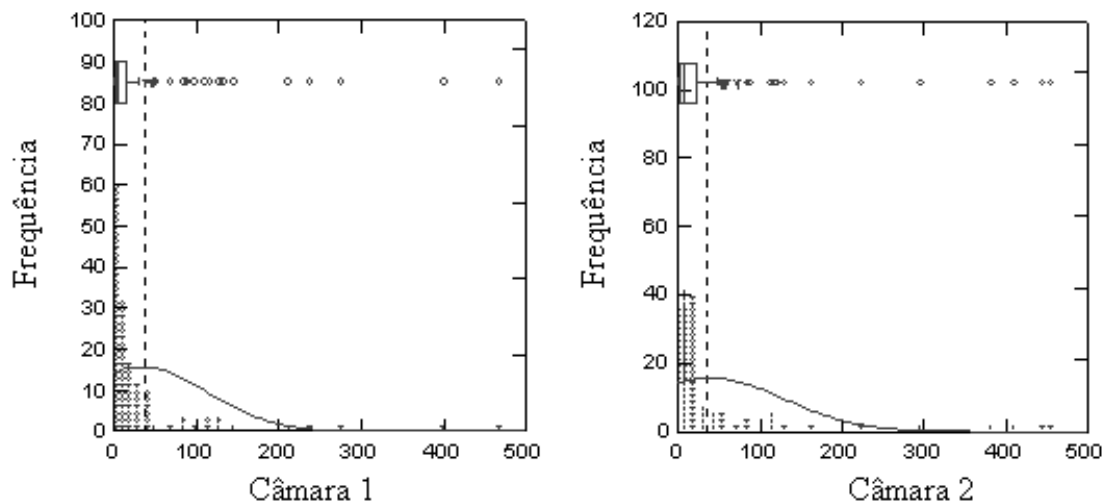


Figura 23 - Histogramas dos fluxos de metano ( $\text{mg/m}^2/\text{d}$ ) obtidos por duas câmaras flutuantes operando lado a lado. As linhas tracejadas representam a média dos fluxos, 40-45  $\text{mg/m}^2/\text{d}$ , entre Tucuruí e Samuel.

Existem muitos pontos que são considerados *outliers* para um modelo gaussiano. Por esta razão, os dados de fluxo foram normalizados (*rank order*) para a realização de testes de correlação de Spearman e de Anovas entre os fluxos e as outras variáveis. A Tabela 10 apresenta as correlações obtidas para os reservatórios de Samuel e Tucuruí.

Tabela 10 - Correlações de Spearman ( $r$ ) para  $n$  amostras de fluxo de metano em relação às variáveis observadas.

	Samuel		Tucuruí		Total	
	$r$	$n$	$r$	$n$	$r$	$n$
fluxo $\text{CH}_4$						
profundidade	-0,28	46	0,16	80	-0,12	126
pressão atmosférica	-0,36	43	-0,08	41	-0,17	84
velocidade do vento	-0,28	44	0,38	80	0,22	124
temperatura epilímnio	0,59	19	-0,02	55	0,07	74
temperatura hipolímnio	0,80	18	-0,16	54	-0,05	72
CID epilímnio	-0,31	44	-0,05	48	-0,31	60
CID hipolímnio	0,19	26	-0,14	38	-0,39	49
COD hipolímnio	-	-	-	-	0,08	15
COD epilímnio	-	-	-	-	0,09	21

A maior correlação ocorreu em Samuel entre os fluxos de emissão e a temperatura do hipolímnio (Tabela 10). Com o aumento da insolação e da atividade fotossintética durante o dia, tanto a temperatura quanto o oxigênio dissolvido (OD) aumentam (Figuras 24 e 25). A temperatura varia apenas acima da termoclina, enquanto o OD pode também aumentar abaixo dela. No final da tarde, apesar do aumento da temperatura, a saturação de OD próximo à superfície pode atingir valores superiores a 100%, intensificando o potencial químico e biológico de oxidação do CH<sub>4</sub> dissolvido. Durante a noite os processos respiratórios ou oxidativos são predominantes em toda a coluna d'água, retornando a valores semelhantes aos da manhã do dia anterior.

As condições no hipolímnio são pouco influenciadas pelos ventos nas estações mais profundas. Isto promove uma temperatura relativamente constante no sedimento, cujo valor médio é de aproximadamente 28 °C, limite térmico inferior do máximo de produção das bactérias metanogênicas. Uma forte desestratificação da coluna d'água deve ocorrer principalmente quando o nível de água é anualmente diminuído no último trimestre. Em Samuel, as profundidades na maior parte do reservatório são pequenas e as influências de mudança de temperatura atmosférica sobre as temperaturas no hipolímnio são maiores.

Durante o campo de julho de 2000 ocorreram fortes ventos em Samuel. Estes são característicos na região, oriundos das altas latitudes ao sul e são seguidos por uma acentuada diminuição da temperatura do ar, conhecida por friagem. O reservatório de Samuel é relativamente raso, permitindo uma maior influência das variações de temperatura do hipolímnio. Comparados aos outros períodos de amostragem, os fluxos de metano em Samuel em julho de 2000 foram os menores, como é previsível para uma redução de temperatura (Tabela 9). A correlação negativa entre velocidade dos ventos e fluxo em Samuel é devido também, neste caso, ao fator friagem. Por outro lado, os ventos em Tucuruí contribuíram para um aumento dos fluxos de emissão.

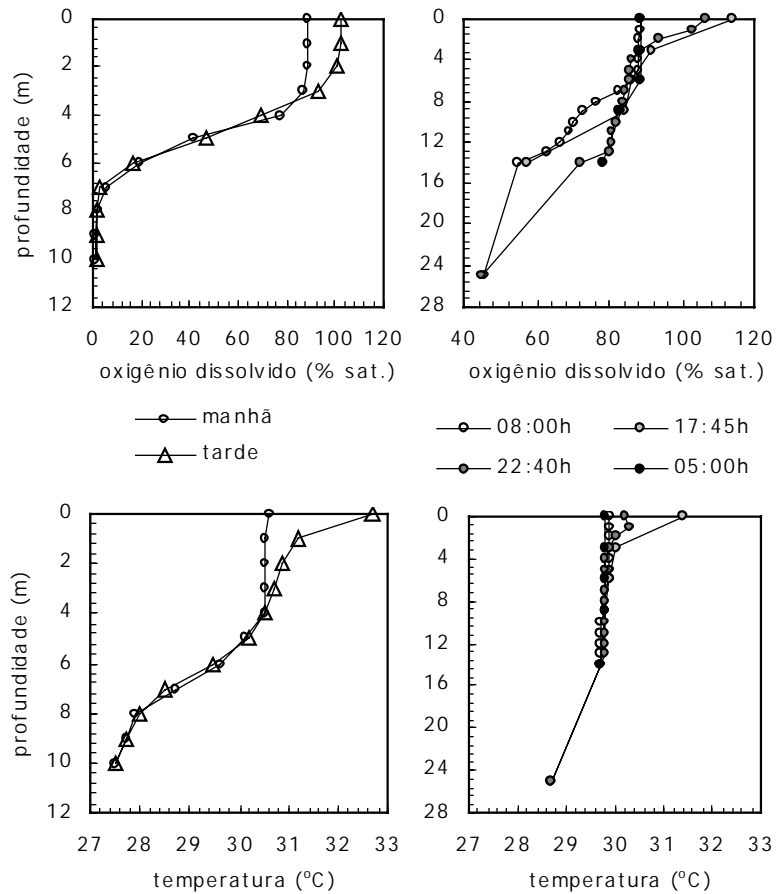


Figura 24 - Gradientes de OD (superior) e de temperatura (inferior) nas estações rasa (manhã e tarde) e profunda (ciclo circadiano) do reservatório de Tucuruí. A distribuição vertical do oxigênio segue um decaimento com a profundidade, levando à formação de uma oxiclina/termoclina de perfil clinogrado. A oxiclina/termoclina inicia-se a ~4 m da superfície para as estações rasas e profundas.

As pressões atmosférica e hidrostática são negativamente correlacionadas com os fluxos de emissão, em função dos processos descritos no item 2.1. Naturalmente, a disponibilidade de material orgânico (COD) reflete positivamente nas emissões. Por outro lado, a quantidade de carbono inorgânico dissolvido (CID) mostra uma relação inversa nas águas do epilímnio (Tabela 10), possivelmente em função da oxidação de metano na água. Quanto maior a oxidação e consequentemente a produção de  $\Sigma\text{CO}_2$ ,

menos metano será difundido para a atmosfera. O sinal isotópico do metano emitido para a atmosfera, dissolvido na coluna d'água e nas bolhas de Tucuruí e Samuel são apresentados na Figura 26.

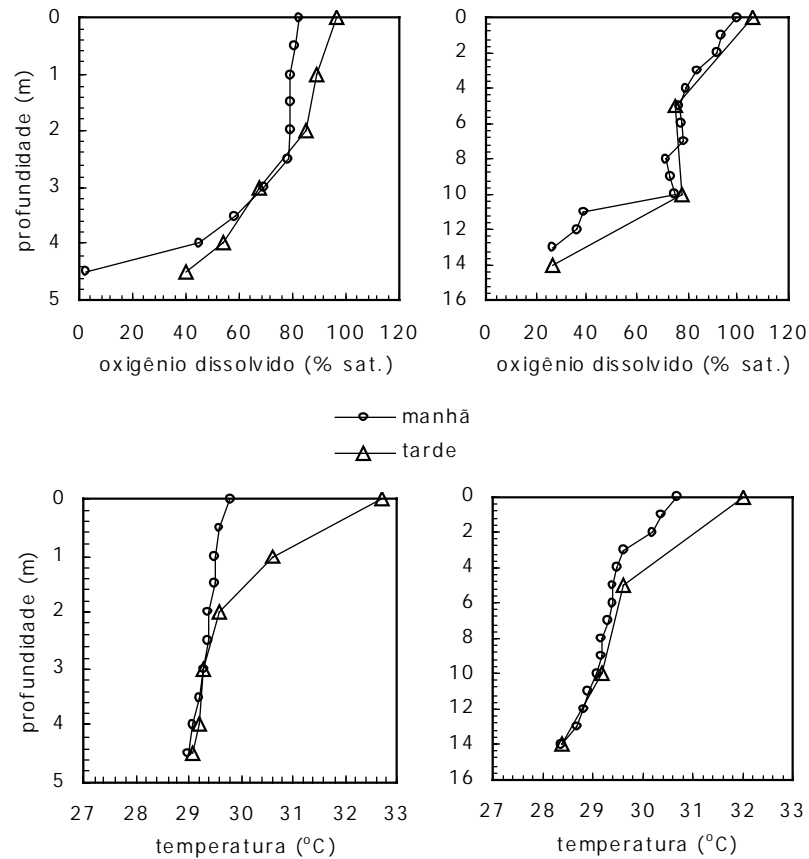


Figura 25 - Gradientes de OD (superior) e de temperatura (inferior) nas estações rasa e profunda do reservatório de Samuel. A oxiclina/termoclina inicia-se a ~2 m da superfície.

Comparativamente à Samuel, a atividade de bactérias metanotróficas (que enriquecem o metano dissolvido) em Tucuruí parece ser mais elevada, devido à maior espessura da oxiclina (4 m) e ao maior gradiente de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano dissolvido (Figura 26). As bolhas apresentam as maiores concentrações e os menores

valores de  $\delta^{13}\text{CH}_4$ , sugerindo que a principal via da metanogênese seja pela redução do  $\text{CO}_2$  (Tabela 2). Assim, a concentração de CID aumenta com a profundidade da coluna d'água e a correlação entre emissão de metano e CID é positiva no hipolímnio de Samuel (Tabela 10).

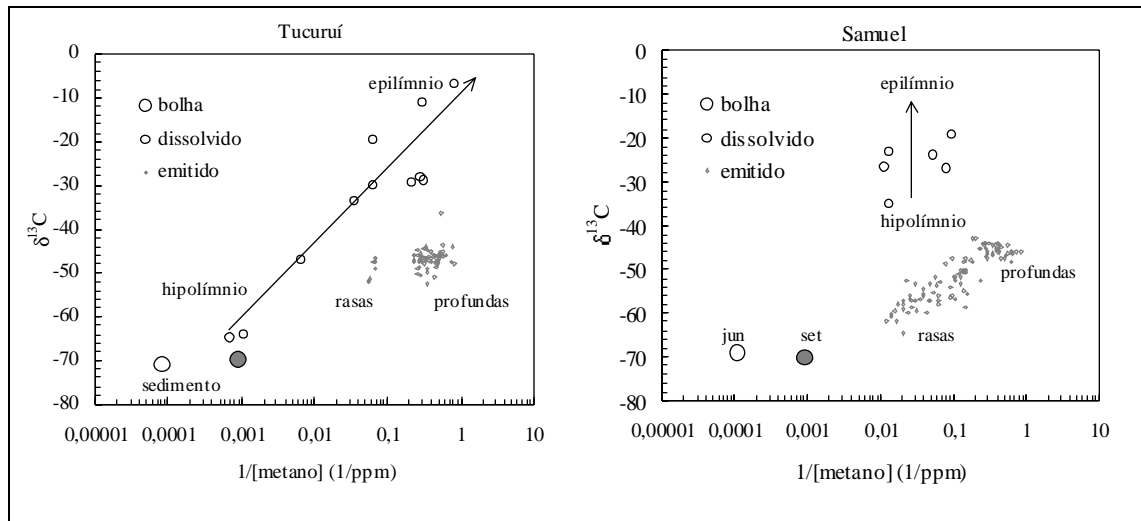


Figura 26 - Sinal isotópico (‰) do metano nas fases gasosa e dissolvida nos reservatórios de Tucuruí e Samuel em junho de 2001. Os valores de bolhas do sedimento são médias obtidas em junho e setembro (em cinza) de 2001. As setas indicam um gradiente de oxidação química e biológica do metano que se difunde pela coluna d'água. As regiões mais rasas tendem a emitir maiores quantidades de metano com sinal isotópico mais próximo da fonte do sedimento.

O sinal isotópico do metano emitido depende da frequência de bolhas e das taxas de oxidação e de difusão de metano na coluna d'água. A amplitude dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano emitido em Samuel é maior que o do metano emitido em Tucuruí (Figura 26). As regiões rasas de Samuel, cuja profundidade é ~4 m permitem que uma boa parte do  $\text{CH}_4$  difundindo pela coluna d'água alcance a atmosfera, apesar da presença de bactérias metanotróficas e da camada de oxidação. A frequência de bolhas também é maior em regiões mais rasas, contribuindo ainda mais na diminuição do sinal isotópico. Por esta

razão os valores de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  emitido são mais negativos nas regiões rasas de Samuel e as concentrações são relativamente maiores que em Tucuruí (Figura 26).

No ciclo circadiano o sinal isotópico do metano emitido é uma assinatura da atividade metanotrófica da coluna d'água. A Figura 27 apresenta a diferença entre os valores médios de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  emitido no tempo 0 minutos (inicial) e no tempo 60 minutos (final) para as regiões profundas de Tucuruí e Samuel. Até o meio dia os valores de  $\delta^{13}\text{CH}_{4(0)} > \delta^{13}\text{CH}_{4(60)}$ , um sinal de que o metano do sedimento está atingindo a superfície com mais facilidade. No final da tarde tanto os valores de  $\delta^{13}\text{CH}_{4(0)}$  como de  $\delta^{13}\text{CH}_{4(60)}$  tornam-se mais negativos. Existe uma defasagem de tempo entre os processos de oxidação bacteriana e emissão isotópica. Por esta razão, durante a noite os valores iniciais e finais de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  ficam mais positivos, devido à oxidação promovida pelas bactérias metanotróficas durante o dia, quando os níveis de oxigênio e temperatura do epilímnio são mais elevados.

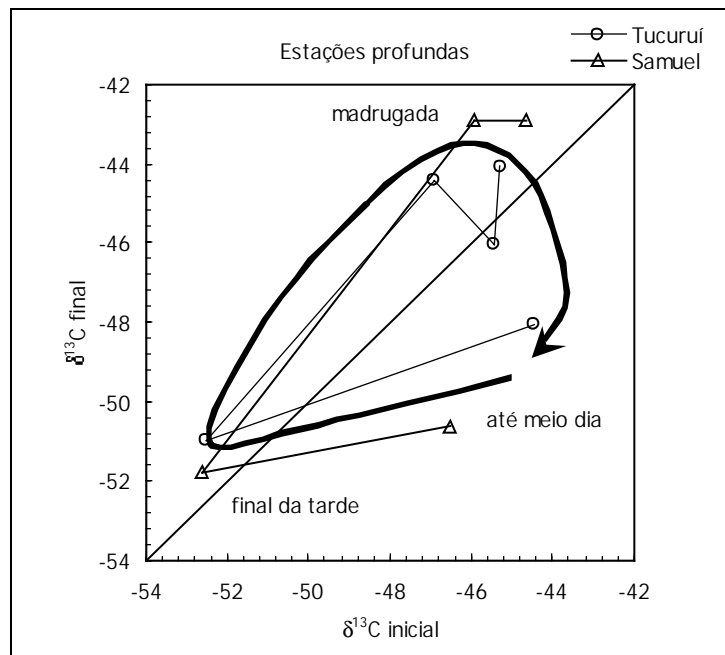


Figura 27 - valores de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  emitido para a atmosfera em diferentes períodos do dia. Os valores obtidos no tempo zero das câmaras são relacionados ao tempo 60 minutos.



Fatores espaciais e temporais nas variações de fluxo de metano também foram avaliados através de uma série de Anovas para cada reservatório e para todo o conjunto de dados (Tabela 11).

Tabela 11 - Anovas dos fluxos em função da adição de fatores espaciais e temporais. A cada novo fator,  $R^2$  e número de graus de liberdade aumentam, evidenciando que a dinâmica de emissão é controlada por muitos fatores.

Samuel				
modelo Anova		graus de liberdade	$R^2$	probabilidade
profundidade relativa	+	2	0,17	0,020
período do dia relativo	+	3	0,25	0,039
pressão atmosférica relativa	+	5	0,52	0,021
período hidrológico	+	3	0,58	0,071
vento relativo		3	0,77	0,207
Tucuruí				
		graus de liberdade	$R^2$	probabilidade
tempo de câmara	+	1	0,13	0,001
período do dia relativo	+	3	0,15	0,016
profundidade relativa	+	5	0,32	0,050
pressão atmosférica relativa	+	7	0,54	0,001
vento relativo	+	13	0,75	0,005
período hidrológico		12	0,84	0,000
Total				
		graus de liberdade	$R^2$	probabilidade
reservatório	+	1	0,27	0,000
período do dia relativo	+	2	0,27	0,000
profundidade relativa	+	7	0,35	0,000
pressão atmosférica relativa	+	9	0,60	0,000
vento relativo	+	11	0,78	0,001
período hidrológico		10	0,83	0,000

As Anovas foram efetuadas adicionando um novo fator a cada estimativa da variância explicada  $R^2$ . Os valores de  $R^2$  aumentam a cada novo fator em ambos reservatórios. O incremento da variância explicada em função de fatores adicionados sugere que muitas variáveis são responsáveis por variações instantâneas dos fluxos de

metano, isto é, a dinâmica deve apresentar um grande número de graus de liberdade (Tabela 11). Em Tucuruí uma variável importante foi o tipo e o tempo de câmara empregados na estimativa dos fluxos (Tabela 11). Em 1997 foram usadas três câmaras de dimensões menores e com tempo de câmara de apenas 20 minutos. Isto deve ter levado a uma subestimativa dos fluxos em 1997 (Tabela 8).

Para melhor visualizar a influência dos diversos fatores nas flutuações dos fluxos de metano a Figura 28 apresenta um diagrama com as câmaras 1 e 2 dos fluxos de metano em relação ao período do dia, período hidrológico e reservatório. Os fluxos de Samuel são maiores que os de Tucuruí (Figura 28). O período do dia e o período hidrológico foram divididos em classes, manhã-tarde-noite, cheia-vazante, respectivamente. Os dados desta análise foram coletados no período de cheia (jun-jul-ago, 1997, 2000 e 2001) e início da vazante (set, 2001). Percebe-se que os fluxos são mais intensos no período da tarde (Figura 28). Um efeito de incremento térmico circadiano poderia aumentar exponencialmente os fluxos, mas a água apresenta propriedades térmicas muito resilientes, sendo as variações de temperatura no hipolímnio de baixa amplitude, especialmente nas regiões profundas.

Em um processo isotérmico  $PdV = -V\rho gdh$ , e as variações de volume são determinadas pelas variações de pressão hidrostática, assumindo uma taxa de metanogênese constante. As bolhas são então produzidas continuamente e são aprisionadas na matriz do sedimento. As flutuações de pressão hidrostática podem alterar o equilíbrio entre as fases gasosa e dissolvida na interface das bolhas, bem como mudar seu volume e conformação, facilitando seu desprendimento e migração para a atmosfera. As variações de pressão hidrostática podem ser causadas pela ação dos ventos, da pressão atmosférica e ainda pela variação da altura da coluna d'água  $h$ . Cada uma dessas forças age numa determinada frequência em longo prazo. As flutuações de nível de água são bastante persistentes no tempo, ao passo que as mudanças meteorológicas devem apresentar uma persistência relativamente menor, ou seja, maiores flutuações no ciclo circadiano (Rogie et al., 2001).

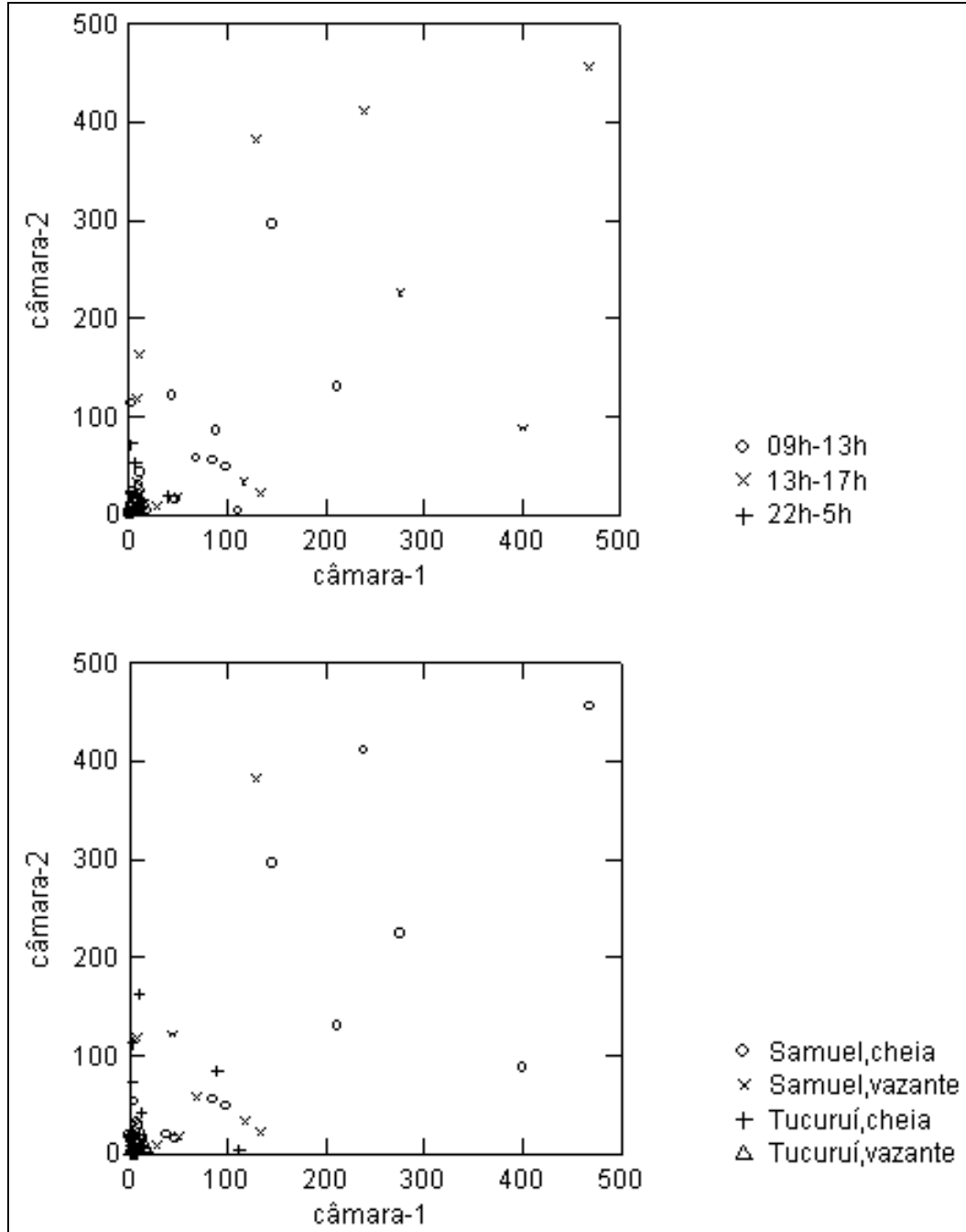


Figura 28 - Relação dos fluxos de metano ( $\text{mg}/\text{m}^2/\text{d}$ ) com o período do dia, período hidrológico e reservatório.

A Figura 29 apresenta as variações de vento e pressão atmosférica em ambos reservatórios durante todo o período de amostragem.

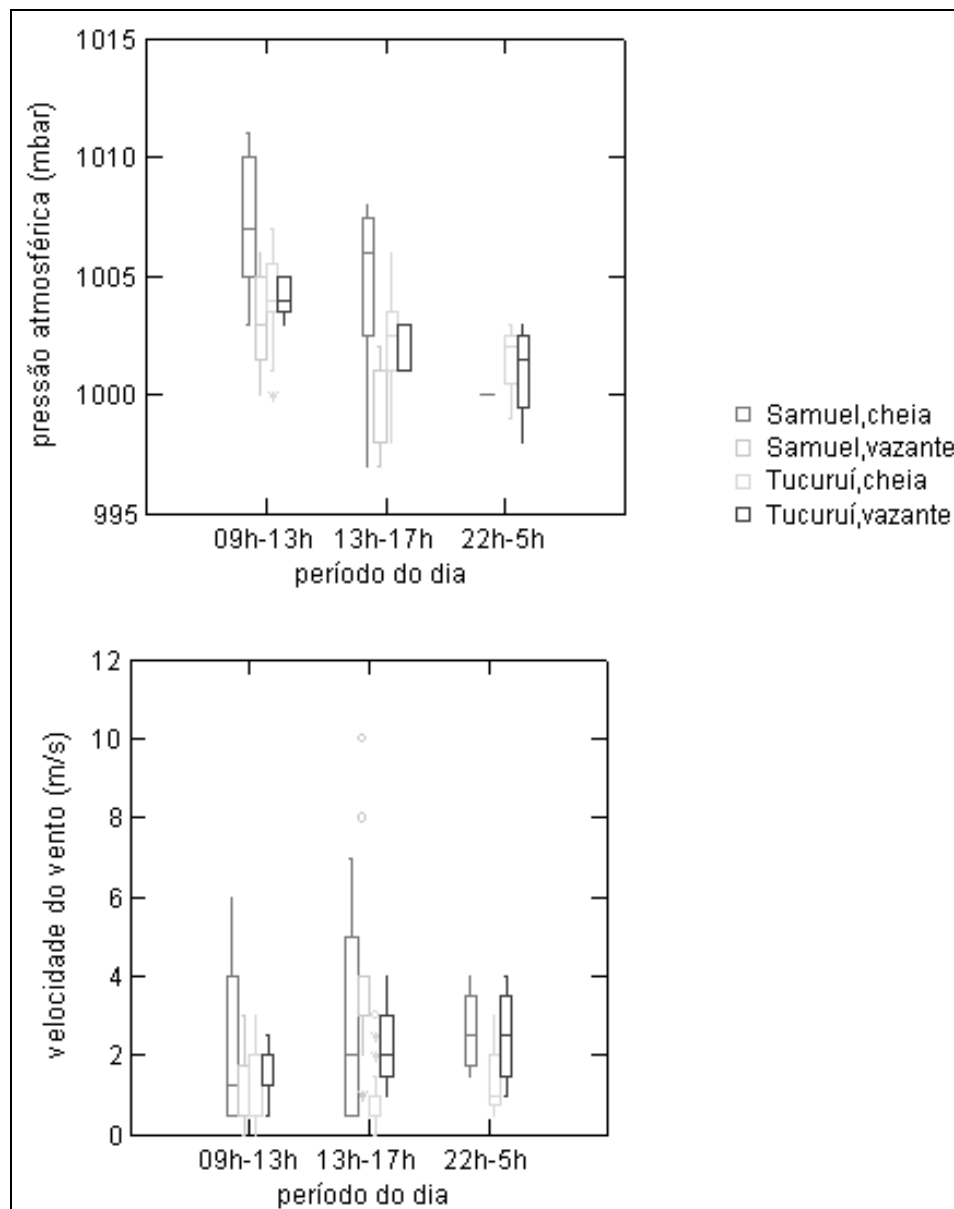


Figura 29 - Variação da pressão atmosférica e dos ventos em relação ao período do dia, período hidrológico e do reservatório.

Em relação ao período do dia, os fluxos de metano tendem a ser mais elevados durante a tarde (Figura 28), em função de uma diminuição da pressão atmosférica ou de um aumento da velocidade dos ventos (Figura 29). Em Tucuuruí e Samuel a mudança da altura da coluna d'água da cheia para a vazante foi de aproximadamente  $-3$  m. Uma diminuição da coluna d'água deveria amplificar os fluxos médios de emissão pelo

aumento da probabilidade de desprendimento de bolhas (Figura 30). Contudo, os dados experimentais de fluxo de metano em função do período hidrológico mostraram uma diminuição dos fluxos da cheia para o início da vazante de 2001 (Figura 28).

Muitos fatores estão envolvidos nos processos de produção e de emissão por difusão e por bolhas. A taxa de metanogênese no sedimento de ambos os reservatórios diminuiu da cheia para a vazante, tendo em vista as concentrações de metano obtidas em junho (~10.000 ppm) e em setembro (~1.000 ppm) (Figura 26).

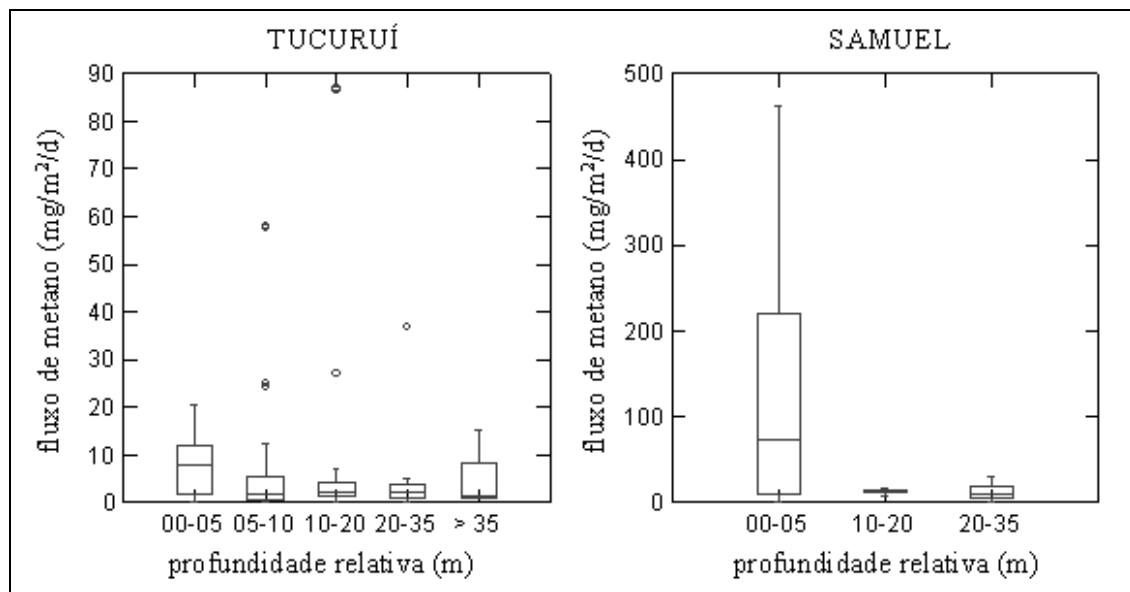


Figura 30 - Variação dos fluxos de metano em função da profundidade e reservatório.

Uma maneira de verificar se as câmaras estavam captando sinal isotópico de avalanches de emissão é relacionar as concentrações médias de metano e os respectivos valores de  $\delta^{13}\text{CH}_4$ . A Figura 31 apresenta esta relação em termos de lei de potência, distinguindo os dois reservatórios. O  $\delta^{13}\text{CH}_4$  atmosférico situa-se ao redor de  $-47\text{‰}$ . Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do metano emitido variam de  $-65$  a  $-43\text{‰}$  em Samuel e  $-54$  a  $-44\text{‰}$  em Tucuruí. Avalanches de diferentes intensidades, capturadas pelas câmaras, poderiam explicar o comportamento de lei de escala obtido na Figura 31. A variação da pressão atmosférica pode ser responsável por este comportamento. A Figura 32 apresenta a

relação inversa entre a concentração média de metano das câmaras e a pressão atmosférica. As setas indicam os picos de emissão, possivelmente associados a uma diminuição da pressão atmosférica.

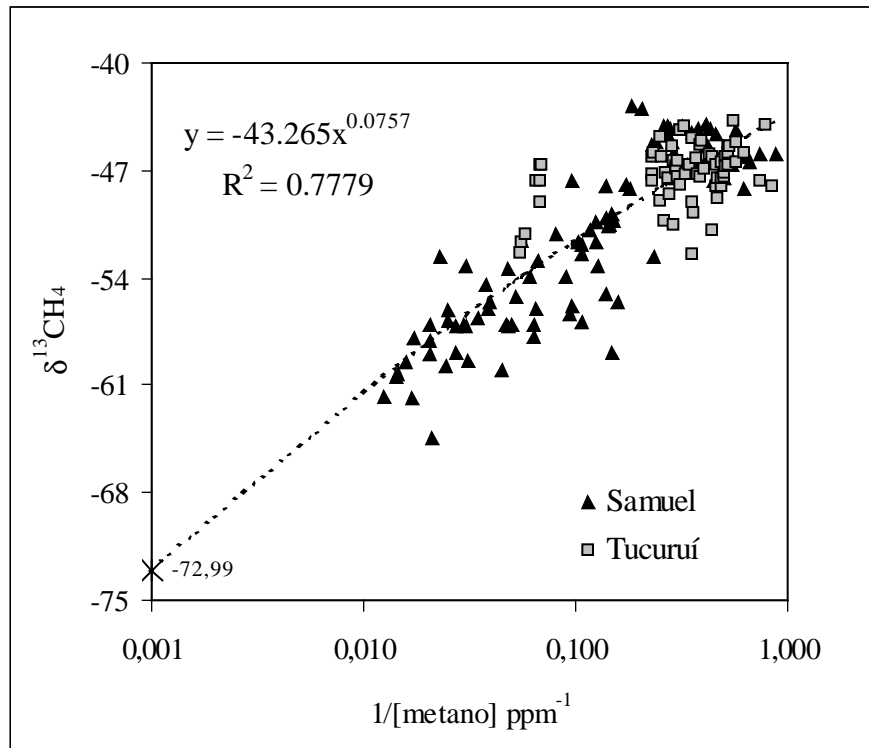


Figura 31 - Relação entre as médias de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  e o inverso da concentração de metano emitido, amostrado em junho de 2001 do interior das câmaras. A cruz indica o valor esperado de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  para concentrações acima de 1000 ppm do sedimento (fonte) estimado por um modelo de potência.

Rogie et al. (2001) avaliaram a influência das flutuações da pressão atmosférica e da velocidade dos ventos sobre os fluxos de emissão de  $\text{CO}_2$  de um vulcão adormecido na Califórnia. A instrumentação utilizada permitiu a mensuração simultânea em alta frequência das três variáveis durante alguns dias. O local de estudo é interessante, pois não existe vegetação e as emissões de gases são devidas basicamente em função das mudanças atmosféricas, as mesmas forças envolvidas no equilíbrio dinâmico das bolhas no sedimento de lagos. A análise espectral através do espectro de potência  $S(f)$  mostrou

que as três variáveis avaliadas possuem picos de periodicidade a cada 24h e 12h (Rogie et al., 2001; veja também a Figura 3).

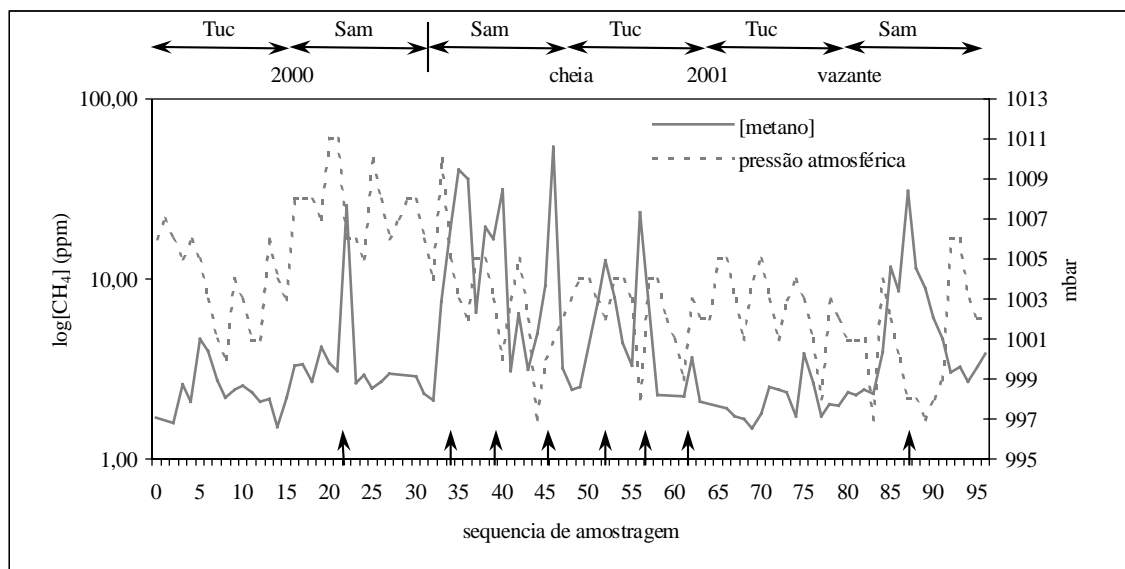


Figura 32 - Relação entre pressão e a concentração média de metano no interior das câmaras obtida sequencialmente nos reservatórios de Tucuruí e Samuel.

As variações de pressão atmosférica de alta frequência (diárias e semidiárias) são inversamente correlacionadas com o fluxo de  $\text{CO}_2$ . As variações de pressão atmosférica de baixa frequência, isto é, as frentes climáticas de baixa velocidade, são positivamente relacionadas com as variações de baixa frequência do fluxo de  $\text{CO}_2$  (Rogie et al., 2001). As forças meteorológicas podem estar modulando o fluxo de gás por todo o edifício do vulcão, causando mudanças correlatas no fluxo de  $\text{CO}_2$  observado após algum período de tempo (Rogie et al., 2001).

Este atraso entre ação e reação também pode ser esperado para as emissões de reservatórios e pode ser exemplificado na Figura 32 através da flutuação da pressão atmosférica. Os fluxos de metano nos dois reservatórios, considerando todo tipo de influência climática ou biológica, apresentam uma amplitude de 1 a  $\sim 450 \text{ mg/m}^2/\text{d}$ . Os maiores fluxos são associados a valores mais negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , devido às avalanches de emissão, que impedem a metanotrofia e aumento dos valores de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  (Figura 33).

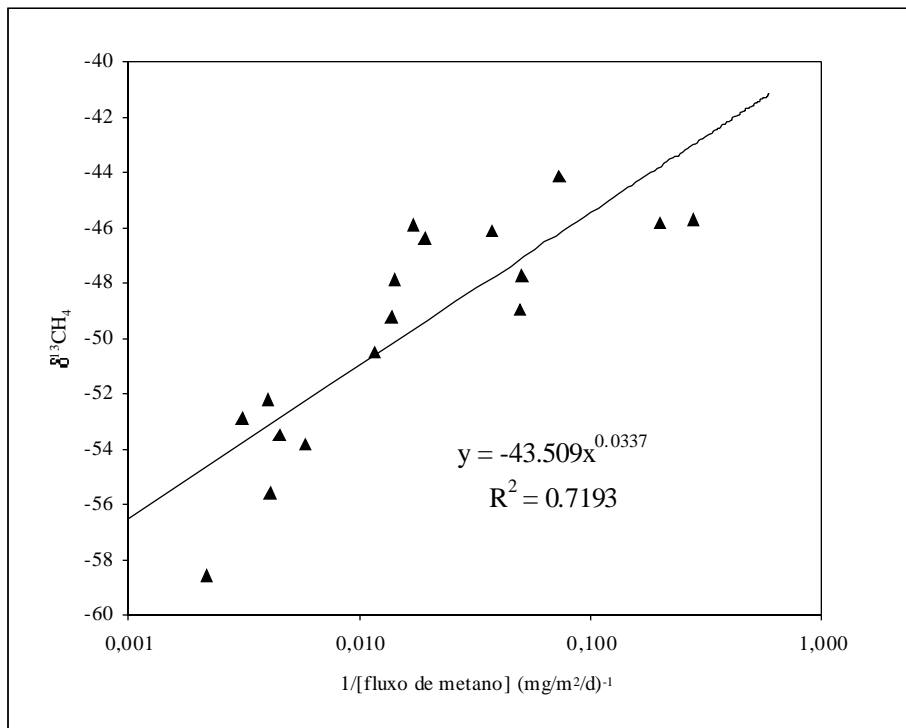


Figura 33 - Relação entre as médias de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  e fluxo de metano nos reservatórios de Tucuruí e Samuel.

Ocorre um gradiente em ordens de magnitude de concentração de metano do sedimento até a atmosfera. Bolhas podem assumir concentrações da ordem de 1000 a 10000 ppm, o metano dissolvido entre 1 e 1000 ppm, e concentrações do metano emitido podem assumir valores de 1 a 100 ppm. A diminuição da concentração desde o sedimento até a atmosfera é resultado da metanotrofia na coluna d'água. Quanto menor a coluna d'água, menor é o tempo de exposição do metano à ação das bactérias metanotróficas. Além disso, as influências de temperatura, pressão atmosférica e vento certamente são mais significativas em regiões onde a altura da coluna d'água é menor.

Os maiores fluxos estimados para Samuel, em relação aos fluxos de Tucuruí, são devidos basicamente a dois fatores. O primeiro deles é o tempo de residência da água, e morosidade implica em aumento de fluxo. O tempo de residência em Samuel 105 dias, o dobro do tempo de residência no reservatório de Tucuruí. O outro é a altura da coluna d'água, bem menor em Samuel, amplificando também os fluxos de emissão.



#### 4.4 Expoentes de escala das séries hidrológicas de Tucuuruí, Curuaí e Óbidos

As séries de nível de água dos rios apresentam informações sobre a não-linearidade do sistema, a qual pode ser reconstituída em parte para outra variável, como os fluxos de emissão de metano, através de um modelo de avalanche de leis de escalas fractais. O nível de água é dependente das chuvas e a ELETRONORTE vem adquirindo dados de precipitação na região de influência de Tucuuruí (Figura 34).

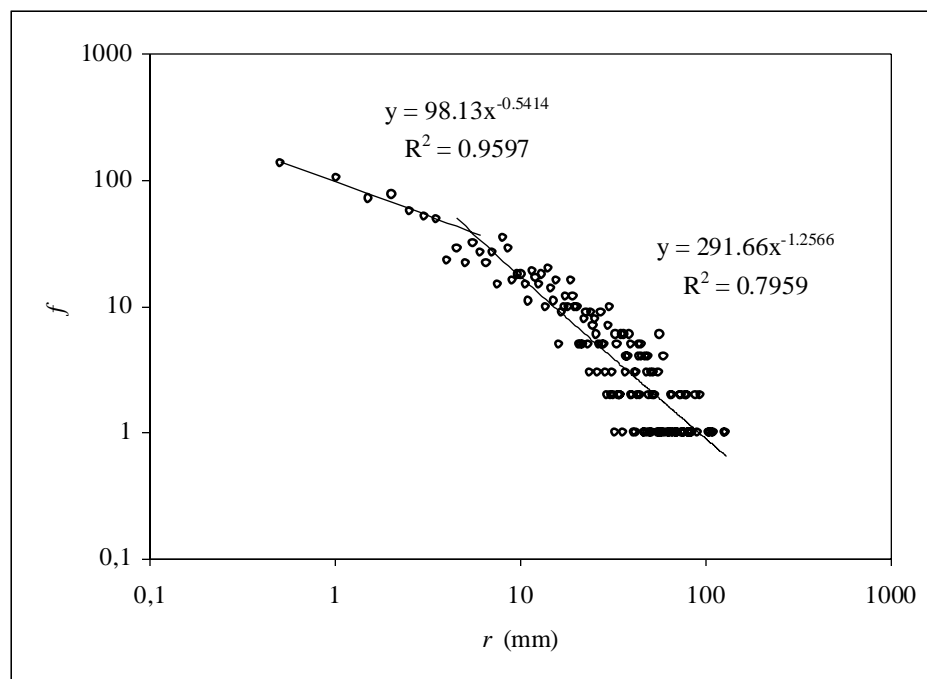


Figura 34 - Frequência da intensidade das chuvas próximo à barragem de Tucuuruí no período de 1989 a 1997.

Fonte: ELETRONORTE.

Acima de 4 mm, a frequência de chuva  $r$  em Tucuuruí apresenta uma lei de escala, cujo expoente 1,2566 é próximo ao expoente obtido na eq. (18) por Peters et al. (2002). Para  $r < 4$  mm o expoente da lei de escala muda para 0,5414. Esta quebra da linearidade log-log pode ser resultado de 305 valores ausentes ou *gaps* na série de  $N = 3287$ . Por outro lado, pode também estar associada a multifractalidade do processo (Tessier et al., 1996; Pandey et al., 1998).

A Figura 35 apresenta as séries temporais de  $N = 2556$  para o nível de água  $h_t$ , adquirido diariamente entre 01/01/1993 e 31/12/1999, para duas estações no rio Amazonas (Curuaí e Óbidos) e outra estação no reservatório de Tucuruí.

Para retirar efeitos de sazonalidade nas séries temporais foi aplicado um filtro de média móvel, na qual  $h_t$  é subtraído por uma média de  $k = 7$  anos (Miranda & Andrade, 2001):

$$h(t) = h_t - \langle h_t \rangle \quad (32)$$

$$\langle h_t \rangle = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k h_t. \quad (33)$$

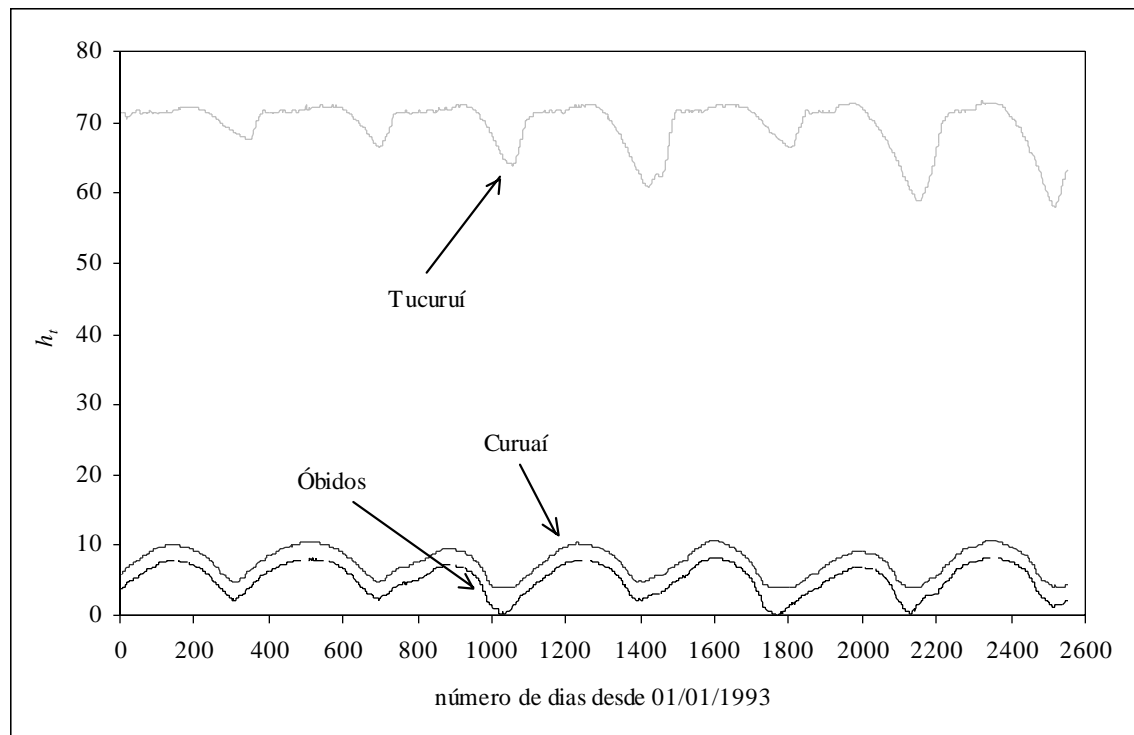


Figura 35 - Variação da cota do reservatório de Tucuruí junto à barragem e de dois pontos do rio Amazonas, Curuaí e Óbidos.

As séries temporais de nível de água do rio Amazonas e do reservatório de Tucuruí derivadas da aplicação das eq. (32) e (33) e apresentadas na Figura 36 assemelham-se aos processos de movimento browniano fractal (MBF).

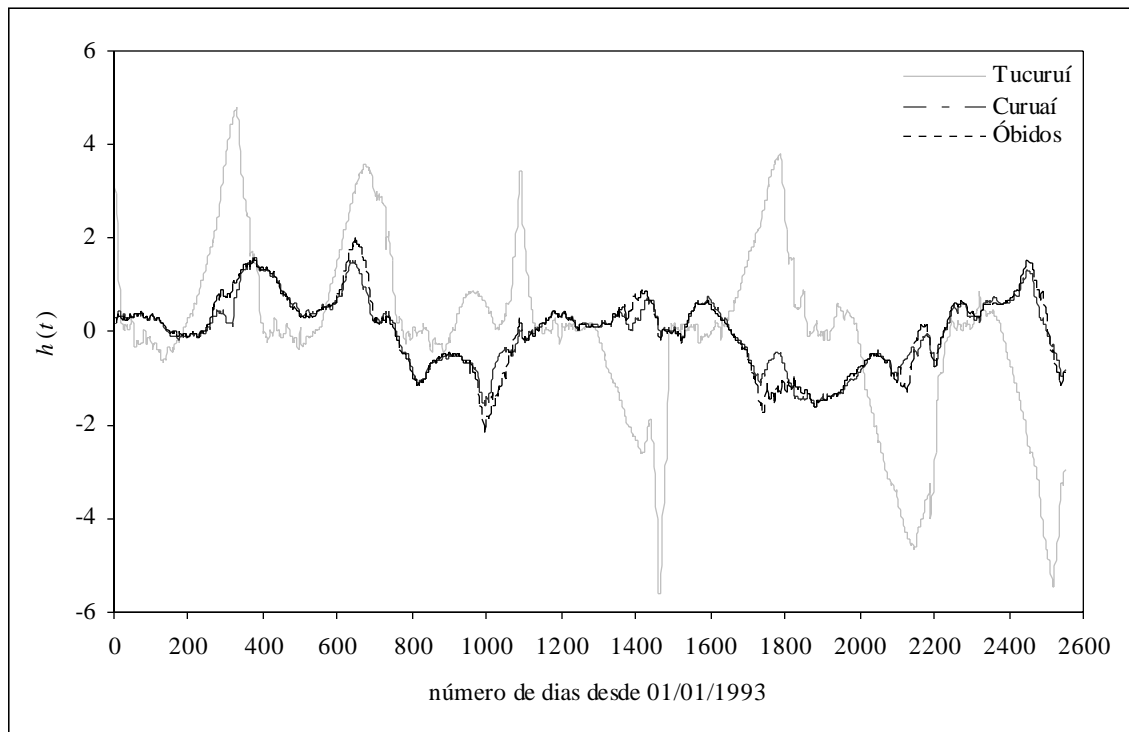


Figura 36 - Séries temporais de nível de água geradas pela remoção da tendência sazonal (Movimento Browniano Fractal) pelas eq. (32) e (33).

A característica mais importante do MBF é sua auto-afinidade, isto é, os diferentes segmentos do movimento sempre mostram figuras estatisticamente similares. O MBF trata-se de um processo não-estacionário (Malamud & Turcotte, 1999) (Figura 36). A Tabela 12 mostra os valores de variância para sucessivas diferenciações das séries temporais do Amazonas e de Tucuruí pela eq. (24).

Tabela 12 – Variância  $s^2$  dos movimentos gaussianos fractais (eq. (24)) das séries de Tucuruí, Curuaí e Óbidos.

	Tucuruí	Curuaí	Óbidos
original (Figura 36)	$\pm 3,54186$	$\pm 0,48874$	$\pm 0,64932$
primeira diferença	$\pm 0,00500$	$\pm 0,00079$	$\pm 0,00099$
segunda diferença	$\pm 0,00502$	$\pm 0,00108$	$\pm 0,00113$
terceira diferença	$\pm 0,01472$	$\pm 0,00316$	$\pm 0,00331$

Para as três séries temporais da Figura 36, a máxima estacionariedade é obtida na primeira diferenciação, apresentada para cada série temporal na Figura 37.

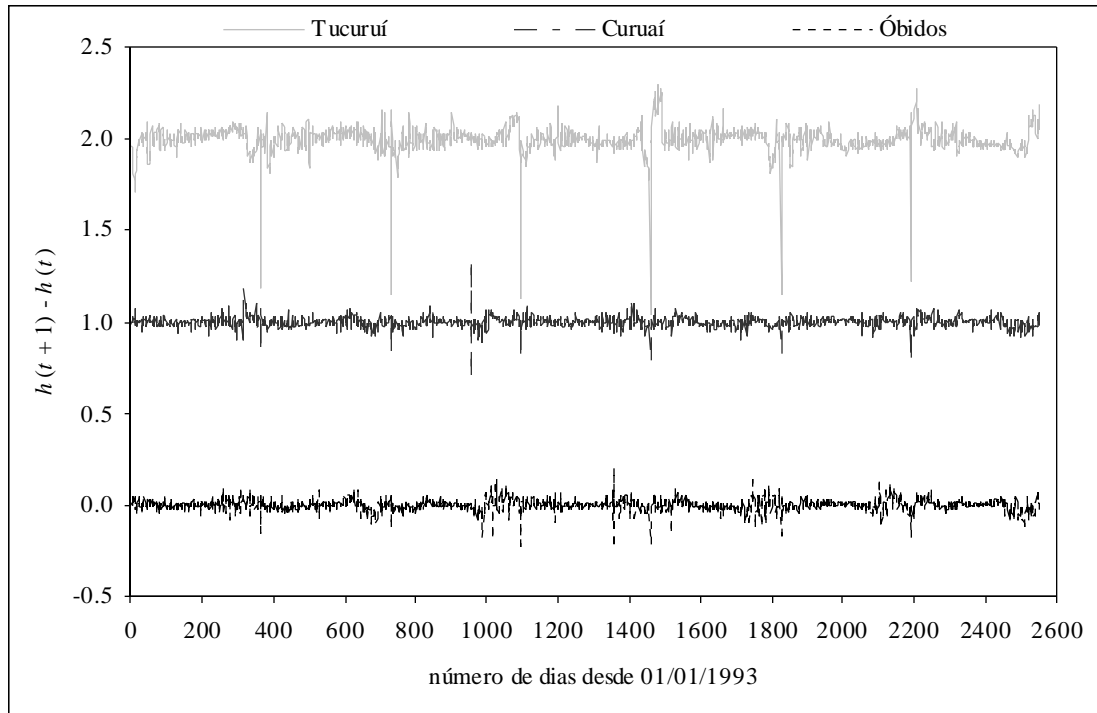


Figura 37 - Séries com alto grau de estacionariedade do nível de água no Amazonas e em Tucuruí, obtidas pela eq. (24) (Movimento Gaussiano Fractal). Para maior clareza, cada série com média zero foi separada por 1 unidade.

A distribuição de frequências para cada uma das séries da primeira diferença é apresentada na Figura 38. Pelas Figuras 37 e 38 verifica-se que estas séries podem ser consideradas movimentos gaussianos fractais<sup>14</sup> (MGF) e as séries da Figura 36 são caracterizadas por movimentos brownianos fractais (MBF) (Malamud & Turcotte, 1999). Se a fractalidade observada é gerada por um processo determinístico caótico, as pequenas escalas espaciais estão ligadas com longas escalas de tempo. Por outro lado, se

<sup>14</sup> Distribuições gaussianas apresentam variância finita. Distribuições não-gaussianas com variância infinita assumem distribuições como as de Lévy (Stanley et al., 2000). Aqui denominamos distribuições gaussianas fractais as distribuições que possuem variância infinita ou muito maior que a média.

a dinâmica do sistema é um fractal estocástico então as pequenas escalas no espaço são ligadas com curtas escalas de tempo (Osborne & Provenzale, 1989).

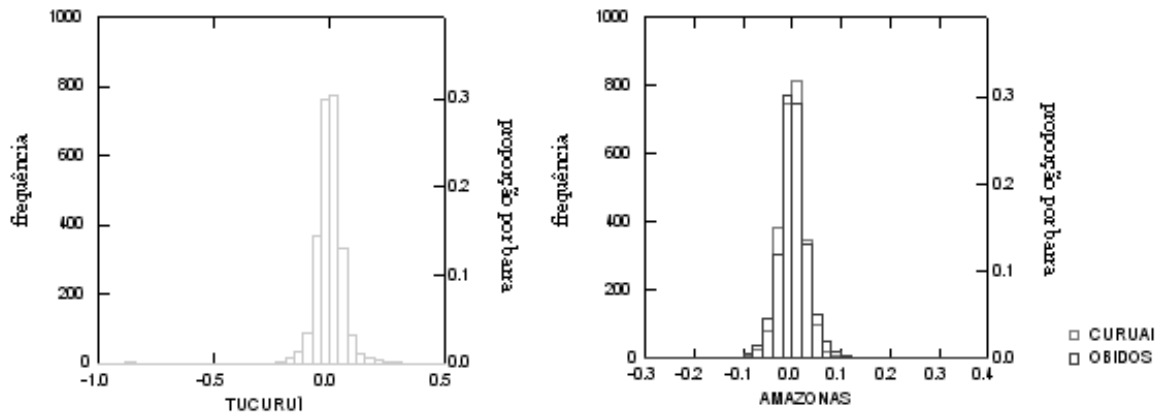


Figura 38 - Distribuição com média zero e variância  $s^2$  (Tabela 12) para as séries MGF do nível de água de Tucuruí e do Amazonas (Curuaí e Óbidos).

Depois de remover periodicidades e tendências numa série temporal pelas eq. (32) e (33), sobra apenas a componente estocástica. A persistência dada por  $H$  mede as correlações entre valores adjacentes na série que podem ser fortes, fracas ou ausentes (ruído branco puro). Os valores da série temporal podem afetar outros valores da série que estão não apenas nas adjacências, mas também distantes no tempo. Os valores de  $H \in [0, 1]$  com  $\tau = 2^n$ ,  $n = 1, 2, \dots, 8$  obtidos mostram uma forte persistência para a flutuação do nível de água no Amazonas e em Tucuruí (Tabela 13).

Tabela 13 - Expoentes de Hurst determinados para a flutuação  $h(t)$  (MBF) e  $h(t) - h(t+1)$  (MGF) do nível do reservatório de Tucuruí e do rio Amazonas.

	$h(t)$			$h(t) - h(t+1)$		
	$H$	erro padrão	$R^2$	$H$	erro padrão	$R^2$
Tucuruí	0,851	$\pm 0,061$	0,970	0,751	$\pm 0,045$	0,979
Curuaí	0,940	$\pm 0,037$	0,991	0,729	$\pm 0,028$	0,991
Óbidos	0,935	$\pm 0,041$	0,988	0,736	$\pm 0,036$	0,986

A Figura 39 apresenta o espectro de potência e a função de autocorrelação das séries do Amazonas e de Tucuruí. Segundo o critério de Malamud & Turcotte (1999) (Tabela 4), as séries  $h(t)$  são caracterizadas por movimentos brownianos fractais de forte persistência e não-estacionários (Osborne & Provenzale, 1989; Theiler, 1991; Provenzale et al., 1992; Peters et al., 2002).

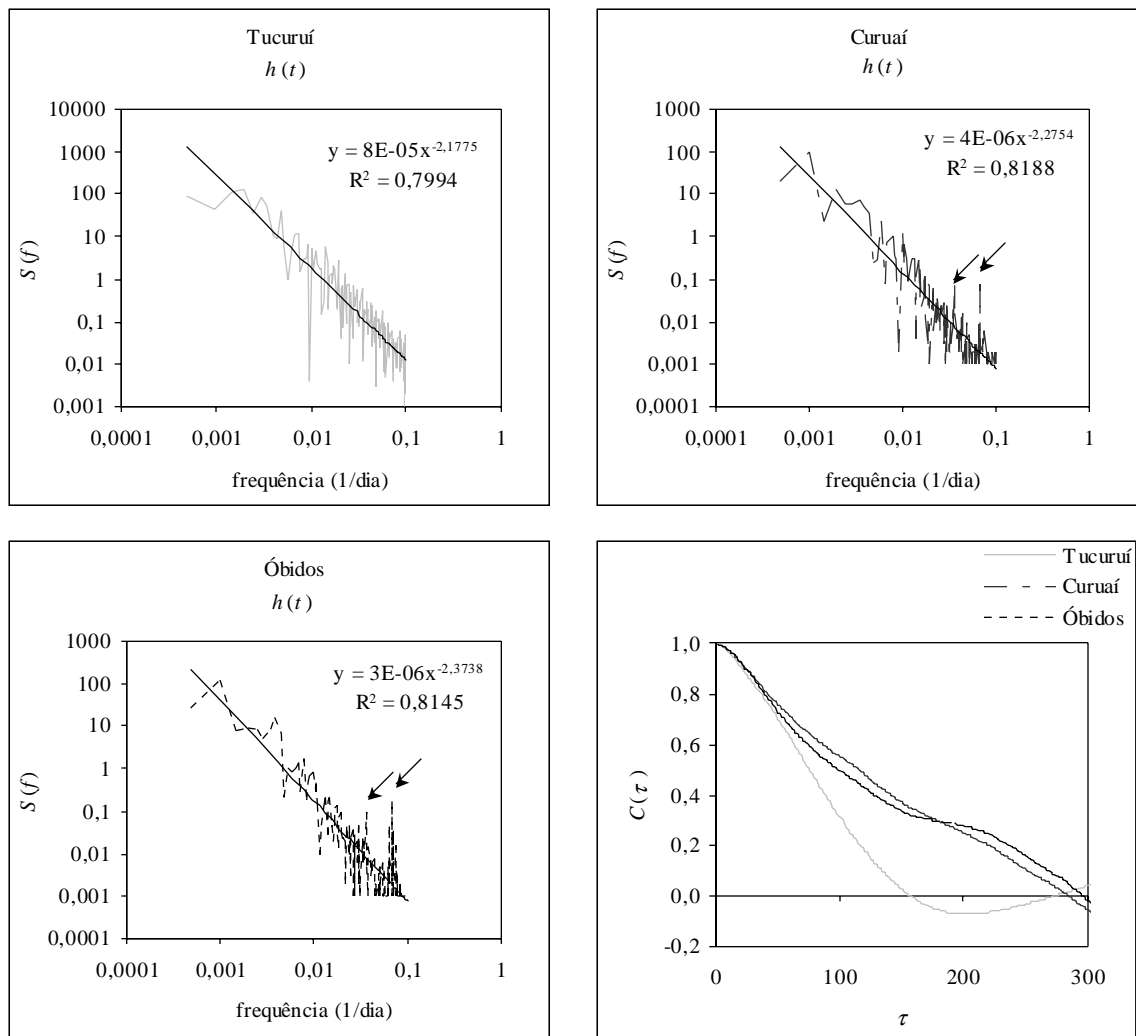


Figura 39 – Espectro de potência  $S(f)$  e função de autocorrelação  $C(\tau)$  de  $h(t)$  do rio Amazonas e de Tucuruí. As setas representam períodos de 4 e 2 semanas. Os expoentes situam-se entre  $2 < \beta < 2,5$  (MBF) e não há evidência clara de memória de longo alcance ou auto-organização SOC, pois  $C(\tau) \propto \tau^{-\xi}$ .

Para sistemas em estado crítico auto-organizado, a função de autocorrelação deve ser constante em função do período  $\tau$ , devido à ausência de uma escala espaço-temporal típica (memória longa). Como  $C(\tau)$  decai até ~150 dias para Tucuruí e até ~300 dias para o Amazonas, o nível de água nos rios e reservatórios amazônicos deve apresentar memória de curto alcance. Isto significa que não foi detectada qualquer evidência de auto-organização crítica nas séries de nível de água.

Apesar de muitos autores atribuírem propriedades SOC para as precipitações (D’Odorico & Rodriguez-Iturbe, 2000; Rodriguez-Iturbe, 2000), é possível que a integração das chuvas sobre uma bacia de drenagem seja um processo puramente estocástico, originando uma fractalidade gaussiana (browniana) do nível de água em rios (Pasternack, 1999). Por outro lado, é interessante notar a presença de dois picos de alta frequência nas séries do Amazonas, referente a ciclos periódicos de 4 e 2 semanas (setas da Figura 39).

Em 30 bacias hidrográficas da França, Tessier et al. (1996) mostraram a existência de multifractalidade em séries de chuva e vazão dos rios. A multifractalidade é associada a uma quebra do espectro de potência, que em média ocorre em 16 dias. Assim, é possível que a cada 2 semanas podem estar ocorrendo mudanças atmosféricas naturais que refletem na dinâmica das águas de rios (Pandey et al., 1998).

A possibilidade de múltiplas escalas pode ser entendida com a ajuda de modelos multiplicativos de escala em cascata, os quais foram originalmente concebidos para estudar a turbulência. As cascatas modelam (escala por escala) a variabilidade de fluxos conservativos por uma hierarquia de estruturas, onde as grandes estruturas “pais” modulam de modo não-linear as pequenas estruturas “filhas”. As cascatas representam processos multifractais e são modelos de sistemas não lineares com lei de escala e com grande número de graus de liberdade (Zhang, 1997; Schertzer et al., 1997; Laferrière & Gaonac’h, 1999).

A escala temporal típica de mudanças meteorológicas é de uma a duas semanas, o período de tempo que corresponde à duração média do chamado regime sinóptico<sup>15</sup> ou *general wheather regimes*, ou ainda *Grosswetterlagen* (Pandey et al., 1998; Bunde et al., 2001). A persistência de estados meteorológicos de curta duração é um fenômeno bem conhecido: existe uma forte tendência de dias subsequentes permanecerem similares — é mais provável que um dia quente seja seguido por outro dia quente, que por outro dia frio e vice versa.

Persistência em longo prazo desde regimes sinópticos até várias semanas é frequentemente relacionada aos padrões de circulação atmosférica associados com o fenômeno de formação de bloqueios (Bunde et al., 2001). Existem também indícios de que persistência climática possa ocorrer entre anos sucessivos, e mesmo sobre várias décadas (Sutton & Allen, 1997). O fenômeno no oceano Pacífico da Oscilação Sul El Niño (ENSO) ocorre a cada 3-5 anos e repercute em todo o clima global (Hall et al., 2001; Keller, 1999).

Em séries temporais anuais de rios é difícil distinguir tendências induzidas por efeitos antrópicos ou flutuações climáticas. Nesta escala temporal, as condições hidrológicas não refletem qualquer tendência climática ou antrópica na bacia amazônica e no nordeste do Brasil (Marengo et al., 1998). Por outro lado, as séries podem refletir períodos secos em escalas temporais de décadas, ligados com os eventos de aquecimento do El Niño (Amarasekera et al., 1997; Marengo et al., 1998). Na Figura 36 é possível verificar que o intervalo de tempo entre dois valores mínimos de  $h(t)$  do rio Amazonas é de aproximadamente 3 anos.

A Tabela 14 apresenta os expoentes determinados para as séries temporais da Figura 36. O estudo dos expoentes de escala das séries temporais permite verificar que, apesar das leis de potência, não existem evidências suficientes da ocorrência de

---

<sup>15</sup> Existem fenômenos climáticos, como o aquecimento pré-frontal, caracterizados por mudanças de temperatura em curtos períodos de tempo, abaixo do regime sinóptico (Evlyn Novo, comunicação pessoal).



processos de auto-organização crítica, e sugere que a flutuação do nível de água de rios livres ou barrados na Amazônia seja um processo estocástico fractal.

Tabela 14 – Expoentes de escala estimados para as séries de Movimento Browniano Fractal do nível de água do Amazonas e do reservatório de Tucuruí. MBP refere-se a um movimento browniano puro.

	$H$	$Ha$	$\beta$	$d(Ha)$	$d(\beta)$
Tucuruí	0,85	0,74	2,18	1,26	1,41
Curuaí	0,94	0,72	2,27	1,28	1,36
Óbidos	0,93	0,74	2,37	1,26	1,31
MBP	1,00	0,50	2,00	1,50	1,50

Um teste amplamente difundido na verificação da presença de atratores caóticos em séries temporais é a análise de dados surrogados (Theiler, 1991; Pasternack, 1999; Schreiber & Schmitz, 2000). Esta análise é fundamentada na Transformada de Fourier da série temporal. A componente de fase é randomizada e, através da Transformada Inversa de Fourier, a série é reconstituída para o domínio temporal. A randomização da fase destrói a ergodicidade do atrator.

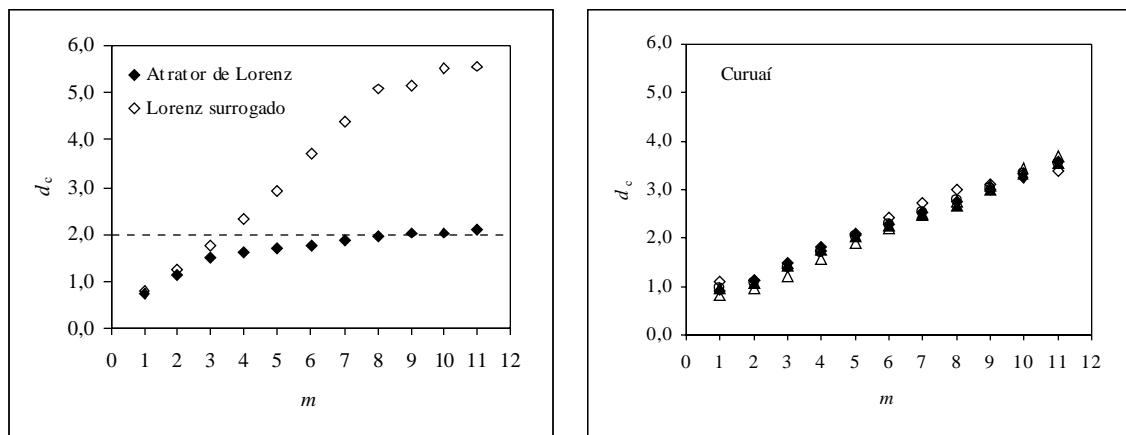


Figura 40 – Análise de dados surrogados para o atrator de Lorenz ( $d_c \approx 2,05$ ; Procaccia & Gassberger, 1983) e para a série de MBF de Curuaí. Não há evidências de um atrator caótico de baixa dimensionalidade para as séries MBF.

Se a série temporal é gerada por um processo caótico, os valores de dimensão de correlação  $d_c$  são significativamente diferentes para a série original e para a série surrogada. Contrariamente, se a série temporal é composta de eventos estocásticos, então os valores de  $d_c$  praticamente não mudam após a randomização da fase. Para um sistema caótico, a dimensão de correlação satura para uma dimensão de encaixe  $m > 2d_c + 1$  (Teorema de Takens), enquanto que na série surrogada isto não ocorre. Na Figura 40 são apresentados dois testes de análise de dados surrogados, um para o atrator de Lorenz e outro para a série temporal de MBF de Curuaí. A análise de três séries de dados surrogados indica a ausência de um atrator caótico de baixa dimensionalidade para a dinâmica de nível de água de Curuaí, como também ocorre em outras séries hidrológicas (Pasternack, 1999).

#### **4.5 Modelo fractal de emissão por leis de potência**

Nesta seção é proposto um modelo simples de emissão, considerando a variação da cota/área do reservatório de Tucuruí e os fluxos médios estimados em campo. O acoplamento não-linear entre as variáveis é conjecturado por uma dependência em lei de potência. O modelo é baseado fundamentalmente numa relação de causa e efeito, onde causas  $\zeta$  podem gerar transformações  $\zeta^\alpha$ .

Um modelo matemático estatisticamente formalizado pode sugerir novas idéias sobre o funcionamento de um sistema, mas isso não deve ser confundido com o fornecimento de novos fatos. Este é o papel da experimentação. Do mesmo modo que o teorema do limite central é a base da aplicação de modelos de distribuição gaussiana, a invariância da escala é a sustentação da aplicação de leis de potência em distribuições fractais (Turcotte, 1997; Stanley et al., 2000). A abordagem fractal fornece um significado fenomenológico em extrapolações e interpolações de dados observados, cuja variância seja elevada ou infinita (Mandelbrot, 1983).

Para o rio Amazonas e para o reservatório de Tucuruí, as mudanças do nível de água ao longo dos dias são persistentes e a dinâmica pode ser representada por um

processo estocástico de memória de curto alcance (veja a seção anterior). Séries hidrológicas têm sido consideradas fractais auto-afins e por esta razão devem apresentar invariância na escala através de leis de potência (Peters et al., 2002). Conseqüentemente, a escala temporal de medida deve mudar através da relação

$$h(ct) = c^{\alpha} h(t) \text{ ,} \quad (34)$$

onde  $\alpha$  é um expoente de escala e *e.s.* significa que a relação é estatisticamente similar (Osborne & Provenzale, 1989; Turcotte, 1997; Magre & Guglielmi, 1997). Processos hidrológicos, como a formação de bacias de drenagem, transporte de sedimentos e vazões (Hayashi & Kamp, 2000; Birnir et al., 2001, Niemman et al., 2001), apresentam leis de potência. O exemplo clássico em geomorfologia é  $l \sim A^{\kappa}$ , onde  $A$  se refere à área,  $l$  ao comprimento da bacia de drenagem, e  $\kappa$  ao expoente de Hack (Niemman et al., 2001). As flutuações da área do reservatório de Tucuruí com a variação da altura da coluna d'água apresentam uma relação de potência (Figura 41).

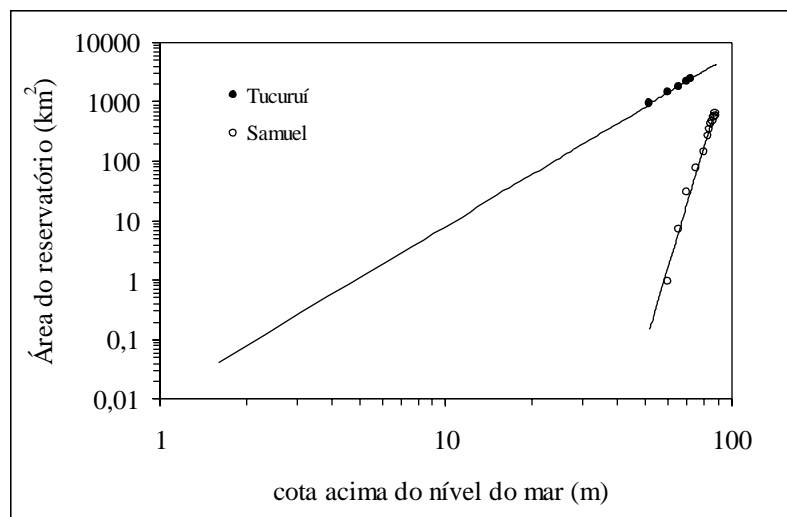


Figura 41 – Lei de potência  $a \sim h^{\alpha}$  entre área e profundidade,  $\alpha = 2,88$  e  $15,89$  para Tucuruí e Samuel, respectivamente. Os pontos são dados empíricos.

Fonte: ELETRONORTE e ANA.

Do mesmo modo que a área varia com a profundidade no tempo, os fluxos de emissão devem variar com a altura da coluna d'água no espaço e também no tempo. Para obter a relação de potência  $\phi \sim ch^{-\theta}$ , as medianas dos fluxos  $\phi$  de metano foram obtidas para cada uma das classes de profundidade  $h$  da Figura 30, e estas medianas foram relacionadas com o limite superior da sua respectiva classe (Figura 42). Os expoentes obtidos  $\theta \approx 1$  representam apenas uma relação inversa entre o fluxo de metano e a profundidade (Keller & Stallard, 1994). A constante  $c$  indica a quantidade mediana de metano emitida quando  $h = 1$  m. sendo os valores de  $c$  determinados 60 e 358 mg/m<sup>2</sup>/d para Tucuruí e Samuel, respectivamente.

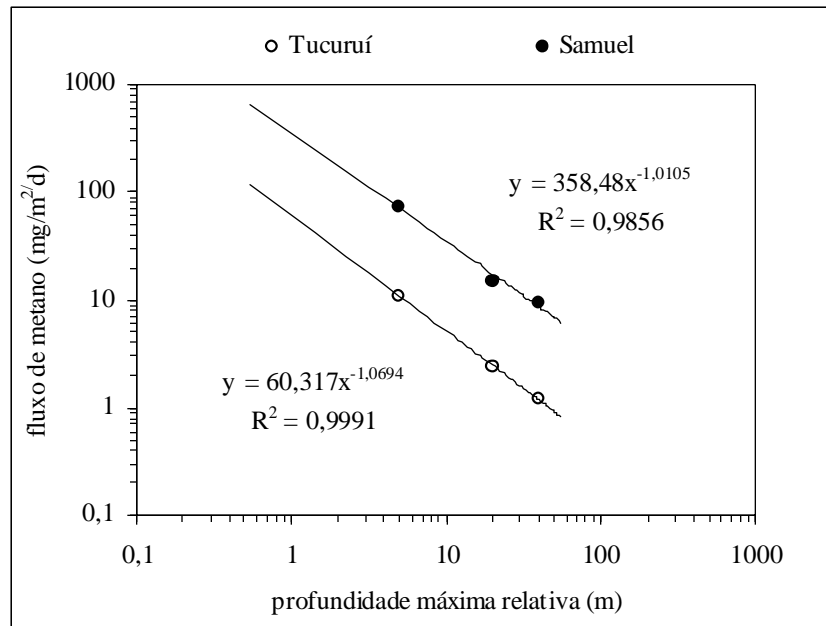


Figura 42 - Leis de potência  $\phi \sim h^{-\theta}$  estimadas entre a profundidade e a mediana do fluxo de metano para os reservatórios de Tucuruí e Samuel. As curvas obtidas representam simplesmente uma relação inversa. Duas classes de profundidade de Tucuruí foram descartadas da análise.

Outros estudos também têm demonstrado que existe uma dependência dos fluxos em função da altura da coluna d'água (Keller & Stallard, 1994; Duchemin et al., 1995;

Santos, 2000). A Figura 43 mostra que em reservatórios tropicais e boreais os fluxos difusivos e ebulentes diminuem acentuadamente com a profundidade.

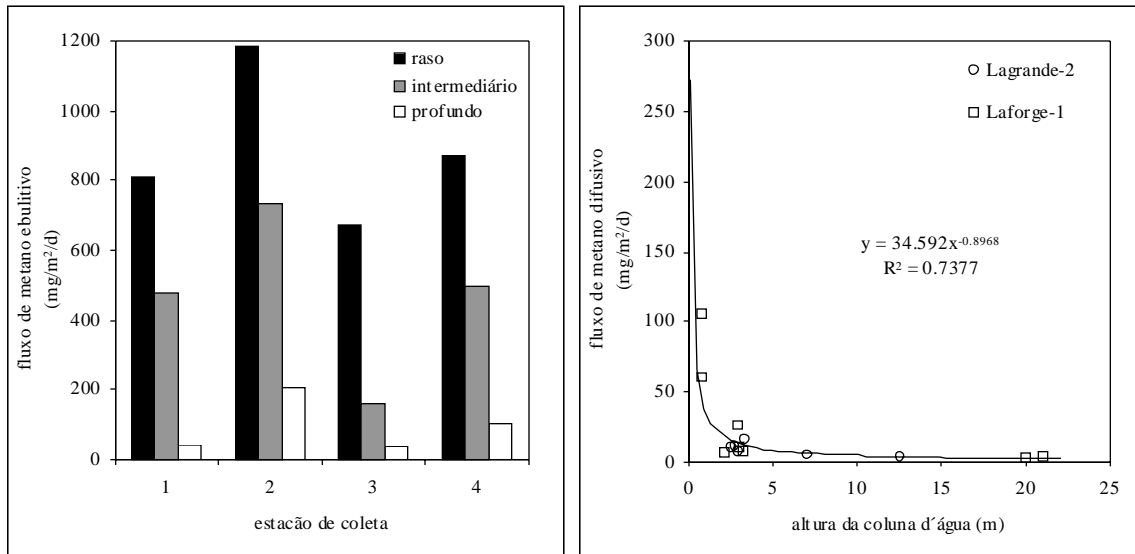


Figura 43 - Relação entre os fluxos de metano e a altura (pressão hidrostática) da coluna d'água para um reservatório panamenho (Keller & Stallard, 1994) e para dois reservatórios canadenses (Duchemin et al., 1995).

A presença de plantas aquáticas é um fator de amplificação das emissões, contudo a área ocupada por plantas aquáticas flutuantes vem decaindo com o tempo nos reservatórios estudados (Figuras 12 e 13). Nos ciclos circadianos as variações dos fluxos de metano são devidas a diferentes forças meteorológicas e biológicas. Dado que as condições de temperatura do hipolímnio sejam relativamente estáveis e a coluna d'água permaneça estratificada e na mesma altura por períodos  $\tau \gg 1$  dia, os fluxos irão depender da flutuação da taxa de metanogênese e acumulação de gases no sedimento, do coeficiente de difusividade  $D$  ao longo da coluna d'água (gradiente térmico) até a interface com a atmosfera e da taxa de oxidação química e biológica no meta-epilímnio.

A quantidade de metano  $\phi$  que evade do reservatório de Tucuruí em longo prazo pode ser estimada pela variação da altura da coluna d'água e da área do reservatório por

$$\varphi_{\tau} = \sum_{i=0}^{\tau} \phi_i a_i, \quad (35)$$

sendo  $\phi$  a variação da taxa diária de emissão (local) de metano por unidade de área e  $a$  é a variação da área do reservatório em função da altura da coluna d'água. Os valores de  $a$  e  $\phi$  para Tucuruí podem ser estimados através das relações das Figuras 41 e 42:

$$a_i \sim h_i^{\alpha} \quad (36)$$

e

$$\phi_i \sim \langle h \rangle^{-\theta}, \quad (37)$$

onde

$$\langle h \rangle = \frac{\bar{h} \times h_t}{h_{\max}}. \quad (38)$$

Utilizando a série temporal de  $h_t$  para o reservatório de Tucuruí na eq. (38), a Figura 44 apresenta os valores de  $\phi$  estimados pela eq. (37) com  $\theta = 1$ , para a variação de uma profundidade média<sup>16</sup>  $\bar{h} = 20$  m no período de 01 de janeiro de 2000 a 19 de outubro de 2001. As setas da Figura 44 indicam os períodos de amostragem em campo. Os valores estimados pelo modelo se situam entre 2,45 e 3,15 mgCH<sub>4</sub>/m<sup>2</sup>/d. As médias obtidas experimentalmente são i) 12,4 mgCH<sub>4</sub>/m<sup>2</sup>/d em julho de 2000, ii) 33,3 mgCH<sub>4</sub>/m<sup>2</sup>/d em julho de 2001 e 5,4 mgCH<sub>4</sub>/m<sup>2</sup>/d em setembro de 2001.

As diferenças entre os valores experimentais e os estimados pelo modelo devem ser ocasionadas por erros de amostragem e instrumentais, pela baixa quantidade de dados experimentais para a formulação da lei de potência entre fluxo de metano e altura da coluna d'água e pela flutuação da produção e/ou oxidação de metano em função da variação sazonal da disponibilidade de nutrientes (Figura 45; Huttunen et al., 2002).

<sup>16</sup> No modelo da eq. (35) as variações espaciais são integradas pela premissa de que a profundidade média é um ponto de equilíbrio entre as emissões de regiões rasas (emissões mais elevadas) e profundas.

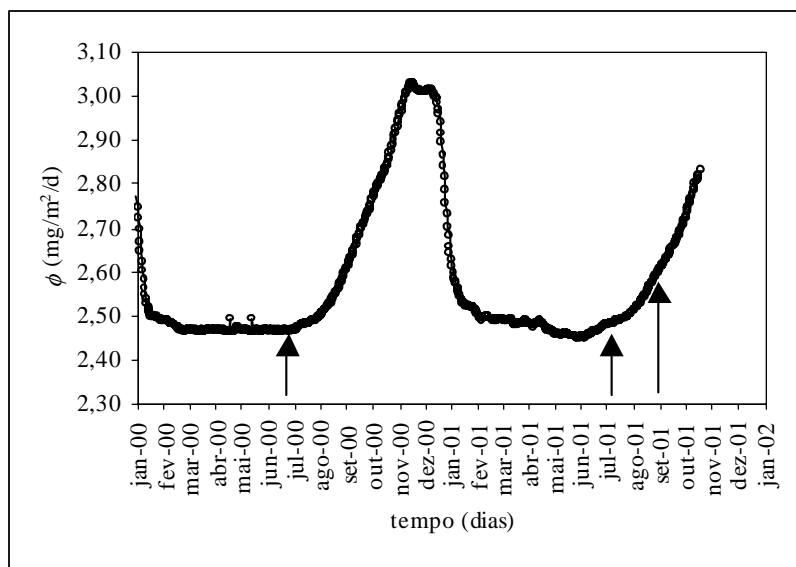


Figura 44 - Valores de  $\phi$  obtidos através das eq. (37) e (38) para o reservatório de Tucuruí em uma profundidade média  $\bar{h} = 20$  m no período de amostragem de 2000 e 2001. As setas indicam os períodos de coleta.

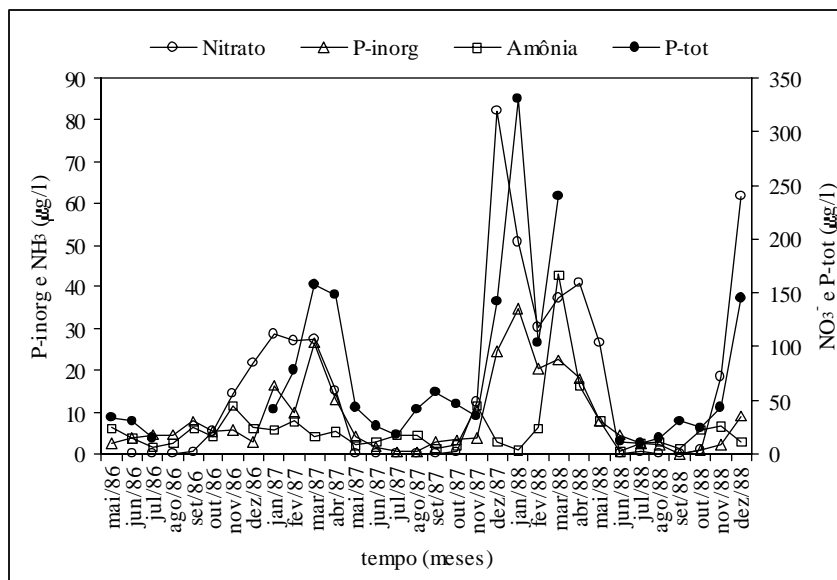


Figura 45 - Flutuação de nutrientes (Nitrato, Fósforo inorgânico, Amônia e Fósforo total) no reservatório de Tucuruí de 1986 a 1988. Os níveis máximos ocorrem entre novembro e maio e os mínimos entre junho e outubro.

Fonte: ELETRONORTE.

Estas diferenças também podem estar associadas à frequência de amostragem da série do nível de água, tendo em vista que no período de um dia, fatores meteorológicos como a pressão atmosférica devem estar amplificando as emissões (Figura 32). As distribuições anuais (1990-2000) da quantidade diária de metano emitido localmente  $\phi$ , considerando apenas a componente do fluxo relacionada à flutuação da profundidade média, dada pelas eq. (37) e (38), são apresentadas na Figura 46.

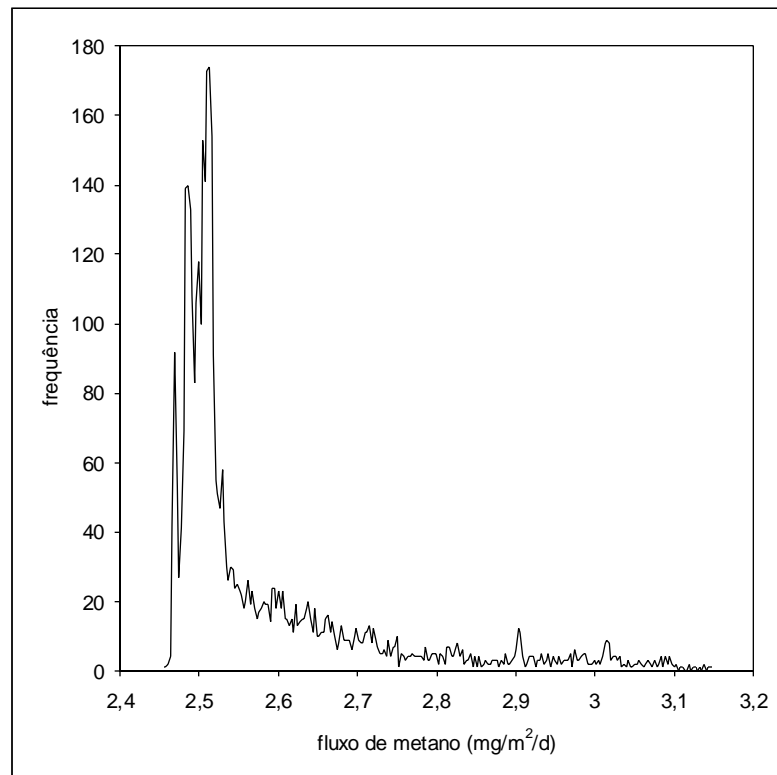


Figura 46 - Frequência das emissões diárias locais  $\phi$  ( $\bar{h} = 20$  m) de metano em função da variação da profundidade do reservatório de Tucuruí no período de jan/1990 a dez/2000.

Aplicando as eq. (36) e (37) em (35) obtém-se os valores de emissão para todo o reservatório em ton/d (1 ton =  $1 \times 10^6$  g), levando em conta também as flutuações diárias da área do reservatório (Figura 47). O acoplamento das relações de potência na eq. (35) resulta numa diminuição da quantidade total emitida pelo reservatório anualmente. Isto



ocorre porque a área do reservatório reduz exponencialmente com a diminuição da profundidade, ao mesmo tempo em que as taxas de emissão locais aumentam. A partir de 1995 a diferença entre os níveis máximos e mínimos anuais passou a ser cada vez maiores (Figura 35). Por esta razão, após este ano, as emissões diárias em ton/d para todo o reservatório foram inferiores aos anos anteriores.

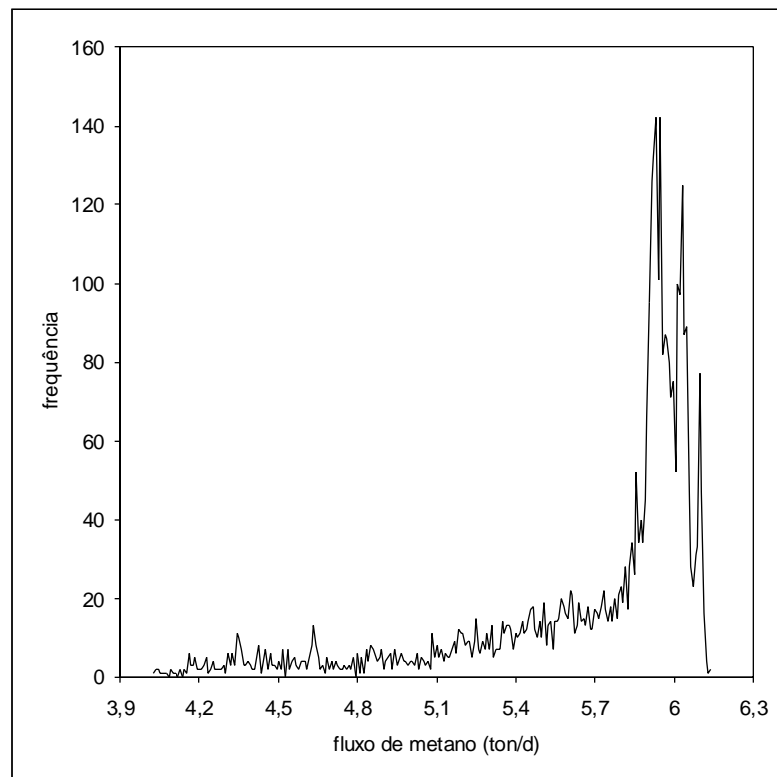


Figura 47 - Frequência das emissões diárias de metano  $\varphi$  em função da variação da profundidade média  $\bar{h} = 20$  m e da área do reservatório de Tucuruí no período de jan/1990 a dez/2000.

A aplicação de leis de potência na série  $h_t$  de Tucuruí resultou em transformações na dinâmica da água, de modo a refletir a dinâmica de emissão de metano  $\varphi_t$ . Esta transformação é estatisticamente similar, e isto pode ser verificado através da aplicação das técnicas de análise de séries temporais descritas anteriormente e comparar os valores dos expoentes obtidos para a série de MBF  $h(t)$  e  $\varphi(t)$  de Tucuruí (Tabela 15).

Tabela 15 – Diferenças dos valores de expoentes de escala obtidos na transformação  $h(t) \rightarrow \varphi(t)$  para o reservatório de Tucuruí. Os expoentes foram calculados com a extração da componente sazonal (MBF).

	$H$	$H_a$	$\beta$
$h(t)$	0,85	0,74	2,18
$\varphi(t)$	0,85	0,65	2,18

A transformação  $h(t) \rightarrow \varphi(t)$  muda o valor da dimensão de Hausdorff, sem, entretanto, alterar a persistência e a relação  $S \sim f^{-\beta}$  (Tabela 15). Conseqüentemente, no processo de transformação, a dinâmica do sistema e a invariância na escala do espectro de frequências são preservadas.

Modelos determinísticos e/ou estocásticos representam uma das várias alternativas que podem parecer condizentes com a realidade, que naturalmente deve ser um regime híbrido ou misto. O que deve mudar é a contribuição de cada componente (aleatória ou determinista) para diferentes tipos de sistemas. Um modelo é na verdade uma representação da imagem idealizada de um sistema e, conseqüentemente, é cercado por certas limitações e prejuízos impostos pelo método de análise e pela qualidade e quantidade de informação disponível.

O modelo da eq. (35) exemplifica uma complicação da utilização de medidas pontuais de fluxo para extrapolações anuais em que não se conhece exatamente a variação da área de interface entre a água e a atmosfera (Richey et al., 2002; Grace & Malhi, 2002). A eq. (35) pode ser considerada uma representação matemática de regulações naturais por laços de re-alimentação negativa.

O ecótono ou a região limítrofe entre o solo exposto e a água pode variar em torno de 1000 km<sup>2</sup> para uma diminuição de 15 m de profundidade em Tucuruí (Figura 41). No ecótono as emissões podem ser elevadas enquanto  $h > h_{crit}$ . Com a queda

acentuada da disponibilidade de água no solo os fluxos do ecótono são iguais ou inferiores a zero (neutros ou sumidouros).

Muitos trabalhos mostram claramente que os fluxos de metano apresentam distribuição de lei de potência (Keller & Stallard, 1994; Duchemin et al., 1995; Khalil et al., 1998), similares aos obtidos na Figura 46. Tendo em vista que os reservatórios são sistemas abertos, as distribuições de leis de potência dos fluxos de emissão devem estar associadas principalmente com flutuações de pressão hidrostática. Com isso, as eq. (34) e (35) devem funcionar na prática, e a conjectura sugerida independe de processos auto-organizados SOC. É suficiente a premissa de que os sistemas sejam abertos, em estado crítico de não-equilíbrio, e que exista uma relação inversa entre fluxo de metano e a altura da coluna d'água (Figura 42).

Considerando as variações de área, a distribuição dos fluxos diários  $\phi$  no reservatório de Tucuruí seguem uma lei de potência com mediana centrada em 5,90 ton/d e média de 5,68 ton/d (Figura 47), para uma área mediana e média de 2349 e 2218 km<sup>2</sup>, respectivamente. Estas estimativas devem estar num limite inferior dos valores reais de emissão, representando preferencialmente a componente do fluxo difusivo.

Uma alternativa para contornar essa questão é considerar que: i) os fluxos difusivos devem representar em média 11 % dos fluxos totais de metano (Keller & Stallard, 1994; Devol et al., 1988); ii) as câmaras usadas em Tucuruí refletem em essência fluxos difusivos. Desta maneira, os fluxos ebulientes poderiam ser estimados, alterando a lei de potência  $\phi = 60h^{-1}$  (11 %) para  $\phi = 485h^{-1}$  (89%).

A Tabela 16 apresenta os valores de emissão  $\varphi_\tau$  para  $\tau = 1$  ano, estimados pela eq. (35), bem como a emissão no período de vida útil do reservatório,  $\tau = 100$  anos ( $\varphi_{100} = \varphi_{10} \times 10$ ). A Tabela 17 apresenta os valores estimados das emissões de metano em CO<sub>2</sub> equivalentes para o reservatório de Tucuruí, considerando fluxos ebulientes da ordem de 89 % do total emitido, GWP = 21 e horizonte de tempo de 100 anos.

Tabela 16 - Emissões anuais estimadas pela eq. (35) e emissão média secular de Tucuruí. Fluxos difusivos  $\phi = 60h^{-1}$  (11%) e ebulientes  $\phi = 485h^{-1}$  (89%).

	Difusivo (ton)	Ebuliente (ton)
1990	2615,20	21159,37
1991	2552,51	20652,10
1992	2600,16	21037,63
1993	2582,23	20892,55
1994	2587,45	20934,83
1995	2539,05	20543,19
1996	2473,24	20010,78
1997	2557,07	20688,98
1998	2412,61	19520,18
1999	2426,76	19634,72
2000	2486,68	20119,46
$\phi_{100}$	278329,4	2251938,0

Tabela 17 - Emissões anuais de metano em CO<sub>2</sub> equivalentes para o reservatório de Tucuruí, estimadas para os fluxos difusivos e ebulientes.

	Fluxo anual 10 <sup>6</sup> ton CH <sub>4</sub> /ano	CO <sub>2</sub> equivalentes 10 <sup>6</sup> ton C/ano
Difusivo	0,003	0,015
Ebuliente	0,020	0,118
Total	0,023	0,132

A emissão de metano estimada<sup>17</sup> em  $0,023 \pm 0,025 \times 10^6$  ton CH<sub>4</sub>/ano e em CO<sub>2</sub> equivalentes de  $0,132 \pm 0,141 \times 10^6$  ton C/ano é comparável às emissões estimadas para Tucuruí em outros estudos (Novo & Tundisi, 1994; Santos, 2000; Fearnside, 2002). O impacto das emissões sobre um efetivo incremento no efeito estufa requer uma avaliação contínua, não apenas do lago, mas também das emissões pelas turbinas e vertedouros. Devido ao baixo tempo de residência, a água turbinada e vertida pela usina e barragem de Tucuruí poderia ser responsável por  $7,130 \times 10^6$  ton C/ano (Fearnside, 2002).

<sup>17</sup> O desvio da média foi calculado em função do coeficiente de variação de 107 % das estimativas empíricas de fluxo obtidas pelas câmaras flutuantes.

## 5 CONCLUSÕES

As emissões de metano em reservatórios amazônicos são influenciadas por fatores biológicos como a presença de plantas aquáticas, a quantidade e qualidade de matéria orgânica e de nutrientes disponíveis, a atividade de bactérias metanogênicas e metanotróficas, e de outros fatores físicos como a estratificação térmica e química da coluna d'água e as variações de temperatura e pressão hidrostática no hipolímnio, induzidas por flutuações hidrológicas e meteorológicas.

As imagens de satélite indicam um claro e expressivo decréscimo da área total ocupada por plantas aquáticas nos reservatórios de Tucuruí, Samuel e Balbina. Com isso, tanto as emissões de metano pelo aerênquima das plantas, quanto a quantidade de substrato para a metanogênese, tendem a diminuir ao longo dos anos. Em longo termo, as emissões são oriundas basicamente de processos difusivos pela coluna d'água e ebulientes.

Nos reservatórios de Samuel e Tucuruí, análises isotópicas do metano em bolhas do sedimento ( $\delta^{13}\text{CH}_4 = -72 \text{ ‰}$ ) indicam que a redução de  $\text{CO}_2$  seja a principal via de metanogênese, possivelmente em função da elevada taxa de ciclagem biológica nos trópicos e da baixa competitividade de bactérias metanogênicas com bactérias denitrificantes e redutoras de sulfato por compostos como o acetato. Um forte gradiente de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  entre o sedimento, hipo e epilímnio indica uma intensa metanotrofia na coluna d'água, que reduz substancialmente a quantidade de metano emitido por difusão.

Os fluxos de metano difusivos estimados com câmaras flutuantes, eventualmente contaminados por bolhas, indicam uma grande variação nas emissões, com coeficientes de variação de 157 % em Samuel e 107 % em Tucuruí. Nos períodos amostrados, o reservatório de Samuel emite pelo menos três vezes mais metano que o reservatório de Tucuruí,  $69,7 \pm 106,4$  e  $13,6 \pm 14,5 \text{ mg/m}^2/\text{d}$ , respectivamente. Em comparação com Tucuruí, os valores mais negativos de  $\delta^{13}\text{CH}_4$  do metano emitido e as maiores emissões de Samuel são reflexo da menor profundidade média do reservatório.

Um dos fatores físicos de grande relevância no processo de emissão de metano em sistemas inundáveis é a flutuação da altura da coluna d'água. A análise de séries temporais do rio Amazonas e do reservatório de Tucuruí indicam que, aparentemente, não existam atratores caóticos de baixa dimensionalidade, ou processos críticos auto-organizados na dinâmica de rios da Amazônia. As oscilações de nível de água se parecem com processos estocásticos, derivados de movimentos brownianos fractais ( $\beta \approx 2$ ), de grande persistência ( $H > 0,5$ ) e de memória de curto alcance ( $C(\tau) \propto \tau^{-\xi}$ ).

As distribuições dos fluxos nos dois reservatórios estudados são não-gaussianas, e eventos de emissão de baixa intensidade são muito mais frequentes que eventos de grande intensidade. Este tipo de distribuição é associado com fenômenos de pulsos ou avalanches, onde um ajuste de lei de potência é satisfatório. Contudo, leis de potência não são suficientes para definir as emissões como um processo crítico e auto-organizado, como sugerido por Rosa & Santos (2000) e Santos (2000), principalmente porque esta criticalidade deve resultar de variações de pressão hidrostática sobre o sedimento, induzidas por flutuações de pressão atmosférica, dos ventos e da altura da coluna d'água. A relação de potência entre altura da coluna d'água e fluxo de metano parece obedecer a relação  $\phi \sim h^{-1}$ , indicando simplesmente uma relação inversa entre as duas variáveis.

A utilização de um modelo fractal, considerando as flutuações de área e de fluxo de metano, em função da variação do nível de água, permitiu estimar a emissão do reservatório de Tucuruí, num horizonte de 100 anos de vida útil, em  $2,5 \pm 2,7 \times 10^6$  toneladas de  $\text{CH}_4$ . Até o presente momento não estava disponível uma série temporal de nível de água para o reservatório de Samuel. Contudo, as taxas de emissão local são maiores que as obtidas para Tucuruí e a variação da altura da coluna d'água pode promover o ressecamento de até 85 % dos  $560 \text{ km}^2$  do reservatório em cada ano. Num cenário mais otimista as emissões de metano, em  $\text{CO}_2$  equivalentes, pelo reservatório de Tucuruí devem ser  $0,13 \pm 0,14 \times 10^6$  toneladas de C/ano. Para outro cenário, considerando também as turbinas e vertedouros (Fearnside, 2002), as emissões de metano seriam em torno de  $7,130 \times 10^6$  toneladas de C/ano.

## 6 PERSPECTIVAS FUTURAS

Neste trabalho foi demonstrada a importância da utilização de uma série temporal do nível de água do reservatório de Tucuruí para a realização das estimativas de emissão de metano. As séries hidrológicas refletem tanto o comportamento dos fluxos de emissão, quanto a variação da área total emissora. Utilizando a mesma abordagem, as emissões poderiam ser computadas para todo o parque hidrelétrico nacional, tendo em vista que as concessionárias e o Operador Nacional do Sistema Hidrelétrico Brasileiro possuem as informações hidrológicas necessárias.

No intuito de aprimorar estas estimativas, a obtenção de dados experimentais de fluxo com câmaras flutuantes ou funis submersos deve ser concentrada sobre um gradiente contínuo de profundidade, principalmente na calha central e em pelo menos um dos tributários de cada reservatório. Outra maneira ainda mais eficaz seria a utilização de plataformas ancoradas de coleta de dados limnológicos e meteorológicos para a obtenção de séries temporais por longos períodos de tempo. Com isso, as relações entre muitas variáveis poderiam ser avaliadas simultaneamente e aplicadas em modelos de emissão, semelhantes ao modelo apresentado neste estudo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDON, M.M.; MEYER, M. Variação temporal de áreas ocupadas por macrófitas aquáticas no reservatório de Tucuruí através de dados do satélite Landsat/TM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6., Manaus, 1990. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 1990. v.4, p.545-548.
- AMARASEKERA, K.N.; LEE, R.F.; WILLIAMS, E.R.; ELTAHIR, E.A.B. Enso and the natural variability in the flow of tropical rivers. **Journal Hydrology**, v.200, p.24-39, 1997.
- BAK, P.; TANG, C.; WIESENFELD, K. Self-organized criticality. **Physical Review. Serie A**, v.38, p.364-374, 1988.

- BAKER-BLOCKER, A.; DONAHUE, T.M.; MANCY, K.H. Methane flux from wetlands. **Tellus**, v.29, p.245-250, 1977.
- BARTLETT, K.B.; CRILL, P.M.; BONASSI, J.A.; RICHEY, J.E.; HARRIS, R.C. Methane flux from the Amazon river floodplain: emission during rising water. **Journal of Geophysical Research**, v.95D, n.10, p.16773-16788, 1990.
- BARTLETT, K.B.; CRILL, P.M.; SEBACHER, D.I.; HARRIS, R.C.; WILSON, J.O.; MELACK, J.M. Methane flux from the central Amazonian floodplain. **Journal of Geophysical Research**, v.93D, n.2, p.1571-1582, 1988.
- BARTLETT, K.B.; HARRIS, R. Review and assessment of methane emissions from wetlands. **Chemosphere**, v.26, p.261-320, 1993.
- BENNER, R.; OPSAHL, S.; CHIN-LEO, G.; RICHEY, J.; FORSBERG, B.R. Bacterial carbon metabolism in the Amazon river system. **Limnology and Oceanography**, v.40, n.7, p.1262-1270, 1995.
- BIRNIR, B.; SMITH, T.R.; MERCHANT, G.E. The scaling of fluvial landscapes. **Computer Geosciences**, v.27, p.1189-1216, 2001.
- BOER, D.H. De. Self-organization in fluvial landscapes: sediment dynamics as an emergent property. **Computer Geosciences**, v.27, p.995-1003, 2001.
- BROECKER, W.S.; PENG, T.H. Gas exchange rates between air and sea. **Tellus**, v.26, p.21-35, 1974.
- BUNDE, A.; HAVLIN, S.; KOSCIELNY-BUNDE, E.; SCHELLNHUBER, H.J. Long term persistence in the atmosphere: global laws and tests of climate models. **Physica. Serie A**, v.302, p.255-267, 2001.
- CAO, M.; MARSHALL, S.; GREGSON, K. Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: application of a process-based model. **Journal of Geophysical Research**, v.101D, n.9, p.14399-14414, 1996.
- CHANTON, J.; PAULY, G.G.; MARRTENS, C.S. The carbon isotopic composition of methane in Florida everglades soils and fractionation during its transport to the troposphere. **Global Biogeochemical Cycles**, v.2, n.3, p.245-252, 1988.



- CICERONE, R.J.; OREMLAND, R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. **Global Biogeochemical Cycles**, v.2, p.299-327, 1988.
- CIOCZEK-GEORGES, R.; MANDELROT, B.B. Alternative micropulses and fractional Brownian motion. **Stochastic Processes Applications**, v.64, p.143-152, 1996.
- CLARK, I.; FRITZ, P. **Environmental isotopes in hydrogeology**. New York: CRC Press, 1997. 330p.
- COELHO-PINHEIRO, M.N. Liquid phase mass transfer coefficients for bubbles growing in a pressure field: a simplified analysis. **International Communication in Heat Mass Transfer**, v.27, p.99-108, 2000.
- CORTI, S.; MOLTENI, F.; PALMER, T.N. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. **Nature**, v.398, p.799-802, 1999.
- COSTAIN, J.K.; BOLLINGER, G.A. Climatic changes, streamflow and long-term forecasting of interplate seismicity. **Journal of Geodynamics**, v.22, p.97-118, 1996.
- CRUTZEN, P.J. Role of the Tropics in atmospheric chemistry. In: DICKINSON, R.E. (Ed.) **The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interaction**. New York: John Wiley & Sons, 1987. p.107-130.
- D'ODORICO, P.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Space-time self-organization of mesoscale rainfall and soil moisture. **Advances in Water Resources**, v.23, p.249-357, 2000.
- DALAUTO, W.E.; CLYMO, R.S. Effects of temperature and watertable on the efflux of methane from peatland surface cores. **Atmospheric Environment**, v.32, p.3207-3218, 1998.
- DESCHEREVSKY, A.V.; LUKK, A.A.; SIDORIN, A.Y. Evidences of self-organization in geophysical fields' temporal variations. **Physics and Chemistry of Earth**, v.25, p.775-779, 2000.

- DEVANEY, R.L. **A first course in chaotic dynamical systems**: theory and experiment. Reading: Perseu, 1992. 302p.
- DEVOL, A.H.; RICHEY, J.E.; CLARK, W.A.; KING, S.L.; MARTINELLI, L.A. Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain. **Journal of Geophysical Research**, v.93D, n.2, p.1583-1592, 1988.
- DIKS, C.; MUDELSEE, M. Redundancies in the Earth's climatological time series. **Physics Letters. Serie A**, v.275, p.407-414, 2000.
- DRAHOS, J.; BRADKA, F.; PUNCOCHAR, M. Fractal behaviour of pressure fluctuations in a bubble column. **Chemical Engineering Science**, v.47, n.15/16, p.4069-4075, 1992.
- DUCHEMIN, E.; LUCOTTE, M.; CANUEL, R. Production of greenhouse gases CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> by hydroelectric reservoirs of boreal region. **Global Biogeochemical Cycles**, v.9, p.529-540, 1995.
- DUCHEMIN, E. **Emissões de dióxido de carbono e de metano de um velho reservatório tropical na Amazônia**. Belém: Companhia de Eletricidade do Pará (CELPA), 1999. 17p. (Relatório Técnico)
- DUCHEMIN, E.; LUCOTTE, M.; CANUEL, R. Comparison of static chamber and thin boundary layer equation methods for measuring greenhouse gas emissions from large water bodies. **Environment Science and Technology**, v.33, p.350-357, 1999.
- DUCHEMIN, E.; LUCOTTE, M.; CANUEL, R., QUEIROZ, A.G.; ALMEIDA, D.C.; PEREIRA, H.C.; DEZINCOURT, J. Comparison of greenhouse gas emissions from an old tropical reservoir with those from other reservoirs worldwide. **Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie**, v.27, p.1391-1395, 2000.
- FEARNSIDE, P.M. Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoir (Brazil's Tucuruí Dam) and the energy policy implications. **Water, Air and Soil Pollution**, v.133, p.69-96, 2002.

- FEARNSIDE, P.M. Greenhouse gases from deforestation in Brazilian Amazonian: net committed emissions. **Climatic Change**, v.35, p.321-360, 1997.
- FECHNER-LEVY, E.J.; HEMOND, H.F. Trapped methane volume and potential effects on methane ebullition in a northern peatland. **Limnology and Oceanography**, v.41, n.7, p.1375-1383, 1996.
- FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v.5, p.36-45, 1990.
- FLYVBJERG, H. Simplest possible self-organized critical system. **Physical Review Letters**, v.76, p.940-943, 1996.
- GALY-LACAUX, C.; DELMAS, R.; JAMBERT, C.; DUMESTRE, J.F.; LABROUE, L.; RICHARD, S.; GOSSE, P. Gaseous emission and oxygen consumption in hydroelectric dams: a case study in French Guyana. **Global Biogeochemical Cycles**, v.11, n.4, p.471-483, 1997.
- GIESE, H.J.; ALBEVERIO, S.; STABILE, G. Stochastic and deterministic methods in the analysis of the  $\delta^{18}\text{O}$  records in the core V28-239. **Chemical Geology**, v.161, p.271-289, 1999.
- GOVINDAN, R.B.; VJUSHIN, D.; BRENNER, S.; BUNDE, A.; HAVLIN, S.; SCHELLNHUBER, H.J. Long-range correlations and trends in global climate models: comparison with real data. **Physica. Serie A**, v.294, p.239-248, 2001.
- GRACE, J.; MALHI, Y. Carbon dioxide goes with the flow. **Nature**, v.416, p.594-595, 2002.
- GRASSBERGER, P.; PROCACCIA, I. Measuring the Strangeness of Strange Attractors. **Physica. Serie D**, v.9, p.189-208, 1983.
- GRUNFELD, S.; BRIX, H. Methanogenesis and methane emissions: effects of water table, substrate and presence of *Phragmites australis*. **Aquatic Botany**, v.64, p.63-75, 1999.
- HALL, A.D.; SKALIN, J.; TERASVIRTA, T. A nonlinear time series model of El Niño. **Environmental Modeling Software**, v.16, p.139-146, 2001.

- HAPPELL, J.D.; CHANTON, J.P.; SHOWERS, W.S. The influence of methane oxidation on the stable isotopic composition of methane emitted from Florida swamp forests. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, n.20, p.4377-4388, 1994.
- HARGREAVES, K.J.; FOWLER, D. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale. **Atmospheric Environment**, v.32, p.3275-3282, 1998.
- HAYASHI, M.; KAMP, G. VAN DER. Simple equations to represent the volume-area-depth relations of shallow wetlands in small topographic depressions. **Journal Hydrology**, v.237, p.74-85, 2000.
- HEDGES, J.I.; CLARK, A.; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; DEVOL, A.; SANTOS, U.M. Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon river. **Limnology and Oceanography**, v.31, n.4, p.717-738, 1986.
- HOOP, B.; KAZEMI, H.; LIEBOVITCH, L. Rescaled range analysis of resting respiration. **Chaos**, v.3, p.27-29, 1993.
- HORNIBROOK, E.R.C.; LOGSTAFFE, F.J.; FYFE, W.S. Evolution of stable carbon isotope compositions for methane and carbon dioxide in freshwater wetlands and other anaerobic environments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.64, n.6, p.1013-1027, 2000.
- HURST, H.E. Long term storage capacity of reservoirs. **Transactions of the American Society of Civil Engineering**, v.116, p.770-799, 1951.
- HUTTUNEN, J.T.; VAISANEN, T.S.; HELLSTEN, K.H.; HEIKKINEN, M.; NYKANEN, H.; JUNGNER, H.; NISKANEN, A.; VIRTANEN, M.O.; LINDQVIST, O.V.; NENONEN, O.S.; MARTIKAINEN, P.J. Fluxes of CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland. **Global Biogeochemical Cycles**, v.16, n.1, 10.1029/2000GB001316, 2002.
- INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Deforestation in Brazilian Amazonian**. São José dos Campos: INPE, 1992.

- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 1994** - Radioactive forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios. Cambridge, Cambridge University, 1995. 339p.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 2001:** Impacts, adaptation, and vulnerability. <http://www.ipcc.ch/pub/tar/wg2/index.htm> (15/04/2002)
- JEDRYSEK, M.O. Carbon isotope evidence for diurnal variations in methanogenesis in freshwater lake sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.59, n.3, p.557-561, 1995.
- JEFFERS, J.N.R. **Microcomputers in environmental biology**. New Jersey: Parthenon, 1992. 344p.
- JENSEN, H.J. Lattice gas as a model of  $1/f$  noise. **Physical Review Letters**, v.64, p.3103-3106, 1990.
- JUNK, W.J.; MELLO, J.A.S.N. de. Impactos ecológicos das represas hidrelétricas na bacia amazônica brasileira. **Estudos Avançados**, v.4, n.8, p.126-143, 1990.
- KAMMANN, C.; GRUNHAGE, L.; JAGER, H.J.; WACHINGER, G. Methane fluxes from differentially managed grassland study plots: the important role of  $\text{CH}_4$  oxidation in grassland with a high potential for  $\text{CH}_4$  production. **Environmental Pollution**, v.115, p.261-273, 2001.
- KARAMAVRUÇ, A.I.; CLARK, N.N. A fractal approach for interpretation of local instantaneous temperature signals around a horizontal heat transfer tube in a bubbling fluidized bed. **Powder Technology**, v.90, p.235-244, 1997.
- KAUFFMAN, S. **At home in the universe:** the search for the laws of self-organization and complexity. New York: Oxford, 1995. 321p.
- KELLER, C.F. Climate, modeling, and predictability. **Physica. Serie D**, v.133, p.296-308, 1999.
- KELLER, M.; STALLARD, R.F. Methane emission by bubbling from Gatun Lake, Panama. **Journal of Geophysical Research**, v.99D, n.4, p.8307-8319, 1994.

- KELLEY, C.A.; DISE, N.B.; MARTENS, C.S. Temporal variations in the stable carbon isotopic composition of methane emitted from Minnesota peatlands. **Global Biogeochemical Cycles**, v.6, n.3, p.263-269, 1992.
- KHALIL, M.A.K.; RASMUNSEN, R.A.; SHEARER, M.J.; DALLUGE, R.W.; REN, L.X.; DUAN, C.L. Measurements of methane emissions from rice fields in China. **Journal of Geophysical Research**, v.103D, n.19, p.25181-25210, 1998.
- KORMANN, R.; MULLER, H.; WERLE, P. Eddy flux measurements of methane over the fen "Murnauer Moos", 11°11'E, 47°39'N, using a fast tunable diode laser spectrometer. **Atmospheric Environment**, v.35, p.2533-2544, 2001.
- KRISHNAMURTHY, S.; LORETO, V.; ROUX, S. Bubbling and large-scale structures in avalanche dynamics. **Physical Review Letters**, v.84, p.1039-1042, 2000.
- LAFERRIÈRE, A.; GAONACH, H. Multifractal properties of visible reflectance fields from basaltic volcanoes. **Journal of Geophysical Research**, v.104B, n.3, p.5115-5126, 1999.
- LENTON, T.M. Gaia and natural selection. **Nature**, v.394, p.439-447, 1998.
- LIAW, C.Y.; ISLAM, M.N.; PHOON, K.K.; LIONG, S.Y. "Comment on 'Does the river run wild? Assessing chaos in hydrological systems'". **Advances in Water Resources**, v.24, p.575-578, 2001.
- LIM, S.C.; MUNIANDY, S.V. On some possible generalizations of fractional brownian motion. **Physics Letters. Serie A**, v.266, p.140-145, 2000.
- LIMA, I.B.T.; NOVO, E.M.L.M.; BINS, L. Multitemporal TM image analysis to assess the spatial and temporal dispersion of floating macrophytes in Brazilian hydroelectric reservoirs (compact disc). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9. Santos, 1998. **Anais**. Santos, 1998.
- LIMA, I.B.T.; NOVO, E.M.L.M. Carbon flows in the Tucuruí reservoir. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON HYDRO DAMS, LAKES AND GREENHOUSE GAS EMISSIONS, Rio de Janeiro, 1999. **Proceedings**. Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 1999. p.78-84.

- LIMA, I.B.T.; NOVO, E.M.L.M. **Dinâmica de plantas aquáticas no reservatório de Tucuruí**. Programa de Macrófitas Aquáticas. Brasília: Ministério das Minas e Energia; Eletrobrás; Eletronorte, 2002. 18p.
- LISS, P.S.; SLATER, P.G. Flux of gases across the air-sea interface. **Nature**, v.247, p.181-184, 1974.
- LOUIS, V.L.; KELLY, A.C.; DUCHEMIN, E.; RUDD, J.W.M.; ROSENBERG, D.M. Reservoir surfaces of greenhouse gases to the atmosphere: a global estimate. **Bioscience**, v.50, p.766-775, 2000.
- LOVELOCK, J.E. Geophysiology: a new look at earth science. In: DICKINSON, R.E. (Ed.) **The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interaction**. New York: John Wiley & Sons, 1987. cap.I.2, p.11-23.
- LOVELOCK, J.E. A physical basis for life detection experiments. **Nature**, v.207, p.568-570, 1965.
- LOVELOCK, J.E.; MARGULIS, L. Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: the gaia hypothesis. **Tellus**, v.26, p.2-10, 1974.
- MACDONALD, J.A.; FOWLER, D.; HARGREAVES, K.J.; SKIBA, U.; LEITH, I.D.; MURRAY, M.B. Methane emission rates from a northern wetland; response to temperature, water table and transport. **Atmospheric Environment**, v.32, p.3219-3227, 1998.
- MAGRE, O.; GUGLIELMI, M. Modelling and analysis of fractional Brownian motions. **Chaos Solitons and Fractals**, v.8, p.377-388, 1997.
- MALAMUD, B.D.; TURCOTTE, D.L. Self-affine time series: measures of weak and long persistence. **Journal Statistical Planning Inference**, v80, p.173-196, 1999.
- MALCAI, O.; LIDAR, D.A.; BIHAM, O. Scaling range and cutoffs in empirical fractals. **Physical Review. Serie E**, v.56, p.2817-2828, 1997.
- MANDELBROT, B. **The fractal geometry of nature**. New York: Freeman, 1983. 468p.

- MANDELBROT, B.B.; VAN NESS, J.W. Fractional brownian motions, fractional noises and applications. **The Siam Review**, v.10, p.422-437, 1968.
- MANSON, S.M. Simplifying complexity: a review of complexity theory. **Geoforum**, v.32, p.405-414, 2001.
- MANTEGNA, R.N.; STANLEY, H.E. **An introduction to econophysics**: correlations and complexity in finance. New York, Cambridge, 2000, 148p.
- MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; UVO, C.R. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal of Geophysical Research**, v.103D, n.2, p.1775-1783, 1998.
- MARTENS, C.S.; KLUMP, J.V. Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin: methane sediment-water exchange processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.44, p.471-490, 1980.
- MARTINELLI, L.A.; DEVOL, A.H.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J. Stable carbon isotope variation in C3 e C4 plants along the Amazon river. **Nature**, v.353, p.57-59, 1991.
- MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L.; MATSUI, E.; FORSBERG, B.R.; MOZETO, A.A. Utilização de variações naturais de  $\delta^{13}\text{C}$  no estudo de cadeias alimentares em ambientes aquáticos: princípios e perspectivas. **Acta Limnologica Brasileira**, v.2, p.859-882, 1988.
- MARTY, D.G. Ecology and metabolism of methanogens. In: VIALLY, R. (Ed.) **Bacterial gas**. Paris: Technip, 1992. p.13-24.
- MATHER, P.M. **Computer processing of remotely sensed images**: an introduction. New York: Wiley, 1999.
- MEDINA, E.; MARTINELLI, L.A.; BARBOSA, E.; VICTORIA, L.R. Natural abundance of  $^{13}\text{C}$  in tropical grasses from INPA, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, herbarium. **Revista Brasileira de Botânica**, v.22, n.1, p.43-51, 1999.



- MICHALSKI, J.; LEMMIN, U. Dynamics of vertical mixing in the hypolimnion of a deep lake: Lake Geneva. **Limnology and Oceanography**, v.40, n.4, p.809-816, 1995.
- MIRANDA, J.G.V.; ANDRADE, R.F.S. R/S analysis of pluviometric records: comparison with numerical experiments. **Physica. Serie A**, v.295, p.38-41, 2001.
- MONTANARI, A.; ROSSO, R.; TAQQU, M.S. Some long-run properties of rainfall records in Italy. **Journal of Geophysical Research**, v.101D, n.23, p.29431-29438, 1996.
- NAKANO, T.; KUNIYOSHI, S.; FUKUDA, M. Temporal variation in methane emission from tundra wetlands in a permafrost area, northeastern Siberia. **Atmospheric Environment**, v.34, p.1205-1213, 2000.
- NIEMMAN, J.D.; BRAS, R.L.; VENEZIANO, D.; RINALDO, A. Impacts of surface elevation on the growth and scaling properties of simulated river networks. **Geomorphology**, v.40, p.37-55, 2001.
- NOVO, E.M.L.M.; TUNDISI, J.G. Contribution of remote sensing techniques to the assessment of methane emission from large tropical reservoirs. **Remote Sensing Reviews**, v.10, p.143-153, 1994.
- ODUM, E.P. **Ecologia**. Rio de Janeiro: Guanabara, 1983. 434p.
- OSBORNE, A.R.; PROVENZALE, A. Finite correlation dimension for stochastic systems with power-law spectra. **Physica. Serie D**, v.35, p.357-381, 1989.
- PANDEY, G.; LOVEJOY, S.; SCHERTZER, D. Multifractal analysis of daily river flows including extremes for basins of five to two million square kilometers, one day to 75 years. **Journal of Hydrology**, v.208, p.62-81, 1998.
- PASTERNAK, G.B. Does the river run wild? Assessing chaos in hydrological systems. **Advances in Water Resources**, v.23, p.253-260, 1999.
- PASTERNAK, G.B. Reply to "Comment on 'Does the river run wild? Assessing chaos in hydrological systems'". **Advances in Water Resources**, v.24, p.578-560, 2001.

- PELLETIER, J.D.; TURCOTTE, D.L. Long-range persistence in climatological and hydrological time series: analysis, modeling and application to drought hazard assessment. **Journal of Hydrology**, v.203, p.198-208, 1997.
- PENG, C.K.; HAVLIN, S.; STANLEY, H.E.; GOLDBERGER, A.L. Quantification of scaling exponents and crossover phenomena in nonstationary heartbeat time series. **Chaos**, v.5, p.82-87, 1995.
- PEREIRA FILHO, W. Influência dos diferentes tipos de uso da terra em bacias hidrográficas sobre sistemas aquáticos da margem esquerda do reservatório de Tucuruí – Pará. São Paulo, 2000. 138p. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.
- PETERS, O.; HERTLEIN, C.; CHRISTENSEN, K. A complexity view of rainfall. **Physical Review Letters**, v.88, n.1, p.1-4, 2002.
- PRIGOGINE, I. **The end of certainty: time, chaos, and the new laws of nature**. New York: Free Press, 1996.
- PROVENZALE, A.; SMITH, L.A.; VIO, R.; MURANTE, G. Distinguishing between low-dimensional dynamics and randomness in measured time series. **Physica. Serie D**, v.58, p.31-49, 1992.
- PUENTE, C.E.; LOPEZ, M.M. Fully developed turbulence and Brownian motion. **Physics Letters A**, v.208, p.89-94, 1995.
- QUAY, P.D.; KING, S.L., LANSDOWN, J.M.; WILBUR, D.O. Isotopic composition of methane released from wetlands: implications for the increase in atmospheric methane. **Global Biogeochemical Cycles**, v.2, n.4, p.385-397, 1988.
- QUAY, P.D.; WILBUR, D.O.; RICHEY, J.E.; HEDGES, J.I.; DEVOL, A.H.; VICTORIA, R.L. Carbon cycling in the Amazon river: implications from <sup>13</sup>C compositions of particles and solutes. **Limnology and Oceanography**, v.37, n.4, p.857-871, 1992.
- RADZIEJEWSKI M.; KUNDZEWICZ, Z.W. Fractal analysis of flow of the river Warta. **Journal of Hydrology**, v.200, p.280-294, 1997.

- RECH, P.C.; BEIMS, M.W.; GALLAS, J.A.C. Recovering parameters from self-similar structures in phase space of dissipative systems with constant jacobian. **Physica. Serie A**, v.283, p.273-276, 2000.
- REYNOLDS, J.F. Some misconceptions of mathematical modeling. **What's New in Plant Physiology**, v.10, n.11, p.41-43, 1979.
- RIBEIRO, A.; VICTORIA, R.L.; PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; MARTINELLI, L.A.; MORTATI, J. Análise do regime pluviométrico da região amazônica a partir de dados de onze localidades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.11, p.25-35, 1996.
- RICHARDS, J.A. **Remote sensing digital image analysis: an introduction**. New York: Springer-Verlag, 1995.
- RICHEY, J.E. The Amazon river system: a biogeochemical model. **Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaontologischen Institut der Universität Hamburg**, v.52, p.365-378, 1982.
- RICHEY, J.E.; MELACK, J.M.; AUFDENKAMPE, A.K.; BALLESTER, V.M.; HESS, L.L. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. **Nature**, v.416, p.617-620, 2002.
- RINALDO, A.; MARITAN, A.; COLAIORI, F.; FLAMMINI, A.; RIGON, R.; RODRIGUES-ITURBE, I.; BANAVAR, J.R.. Thermodynamics of fractal networks. **Physical Review Letters**, v.76, p.3364-3367, 1996.
- RINALDO, A.; RODRIGUES-ITURBE, I.; RIGON, R.; IJASZ-VASQUEZ, E.; BRAS, R.L. Self-organized fractal river networks. **Physical Review Letters**, v.70, p.822-825, 1993.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. **Water Resources Research**, v.36, p.3-9, 2000.
- ROGIE, J.D.; KERRICK, D.M.; SOREY, M.L.; CHIODINI, G.; GALLOWAY, D.L. Dynamics of carbon dioxide emission at Mammoth mountain, California. **Earth and Planetary Science Letters**, v.188, p.535-541, 2001.

- ROSA, L.P.; SANTOS, M.A. **Certainty and uncertainty in the science of greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs**, Thematic Review II.2 - World Commission on Dams, Cape Town, 2000. <http://www.dams.org> (17/05/2002)
- ROSA, L.P.; SCHAEFFER, R. Greenhouse gases emission from hydroelectric reservoirs. In: ROSA, L.P.; SCHAEFFER, R. (Ed.) **Carbon dioxide and methane emissions: a developing country perspective**. Rio de Janeiro: COPPE; UFRJ, 1996. p.71–77.
- SANTOS, A. Limnologia do sistema Tocantins-Araguaia: aspectos físicos e biogeoquímicos. São Carlos, 1983. 257p. Tese (Doutorado) - PPGRN, Universidade Federal de São Carlos.
- SANTOS, M.A. Inventário de emissões de gases de efeito estufa derivadas de hidrelétricas. Rio de Janeiro, 2000, 147p. Tese (Doutorado) - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- SCHERTZER, D.; LOVEJOY, S.; SCHMITT, F.; CHIGIRINSKAYA, Y.; MARSAN, D. Multifractal cascade dynamics and turbulent intermittency. **Fractals**, v.5, p.427-471, 1997.
- SCHNEIDER, E.D.; KAY, J.J. Life as a manifestation of the second law of thermodynamics. **Mathematical Computer Modelling**, v.19, n.6/8, p.25-48, 1994.
- SCHREIBER, T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods. **Physics Reports**, v.308, p.1-64, 1999.
- SCHREIBER, T.; SCHMITZ, A. Surrogate time series. **Physica. Serie D**, v.142, p.346-382, 2000.
- SCHROEDER, P. A carbon budget for Brazil: influence of future land-use change. **Climatic Change**, v.33, p.369-383, 1996.
- SELVAM, A.M.; FADNAVIS, S. Superstrings, Cantorian-fractal spacetime and quantum-like chaos in atmospheric flows. **Chaos Solitons and Fractals**, v.10, n.8, p.1321-1334, 1999a.

- SELVAM, A.M.; FADNAVIS, S. Cantorian fractal spacetime, quantum-like chaos and scale relativity in atmospheric flows. **Chaos Solitons and Fractals**, v.10, n.9, p.1577-1582, 1999b.
- SIOLI, H. Hydrochemistry and geology in the Brazilian Amazon region. **Amazoniana**, v.1, p.74-83, 1984.
- SNEDDON, L. Symmetry breaking far from equilibrium. **Physical Review. Serie A**, v.24, p. 1629-1632, 1981.
- SOKAL, R.R.; ROHLF, F.J. **Biometry**: the principles and practice of statistics in biological research. San Francisco: Freeman, 1995. 887p.
- SORNETTE, D. Mechanisms for powerlaws without self-organization. **International Journal Modern Physics C**, v.13, n.2, p.133-136, 2002.
- STANLEY, H.E.; AMARAL, L.A.N.; GOPIKRISHNAN, P.; IVANOV, P.C.; KEITT, T.H., PLEROU, V. Scale invariance and universality: organizing principles in complex systems. **Physica. Serie A**, v.281, p.60-68, 2000.
- STEVENS, C.M.; ENGELKEIMER, A. Stable carbon isotopic composition of methane from some natural and anthropogenic sources. **Journal of Geophysical Research**, v.93D, n.1, p.725-733, 1988.
- STEVENS, C.M.; RUST, F.E. The carbon isotopic composition of atmospheric methane. **Journal of Geophysical Research**, v.87C, n.7, p.4879-4882, 1982.
- STUMM, W.; MORGAN, J.J. **Aquatic chemistry**: chemical equilibria and rates in natural waters. New York: Wiley-Interscience, 1996. 1022p.
- SUTTON, R.T.; ALLEN, M.R. Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. **Nature**, v.388, p.563-567, 1997.
- TAQQU, M.S. Random processes with long-range dependence and high variability. **Journal of Geophysical Research**, v.92D, n.8, p.9683-9686, 1987.
- TESSIER, Y.; LOVEJOY, S.; HUBERT, P.; SCHERTZER, D.; PECKNOLD, S. Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal

- transfer functions. **Journal of Geophysical Research**, v.101D, n.21, p.26427-26440, 1996.
- THEILER, J. Some comments on the correlation dimension of  $1/f^\alpha$  noise. **Physics Letters. Serie A**, v.155, p.480-493, 1991.
- THOMAS, K.; BENSTEAD, J.; DAVIES, K.; LLOYD, D. Role of wetland plants in the diurnal control of  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  fluxes in peat. **Soil Biology and Biochemistry**, v.28, p.17-23, 1996.
- THORPE, S.A.; JIANG, R. Estimating internal waves and diapycnal mixing from conventional mooring data in a lake. **Limnology and Oceanography**, v.43, n.5, p.936-945, 1998.
- TSONIS, A.A.; ELSNER, J.B. Global temperature as a regulator of climate predictability. **Physica. Serie D**, v.108, p.191-196, 1997.
- TUNDISI, J.G. Ambiente, represas e barragens. **Ciência Hoje**, v.5, p.48-54, 1986.
- TURCOTTE, D.L. **Fractals and chaos in geology and geophysics**. London: Cambridge, 1997. 398p.
- TYLER, S.C. Stable carbon isotope ratios in atmospheric methane and some of its sources. **Journal of Geophysical Research**, v.91D, n.12, p.13232-13238, 1986.
- TYLER, S.C.; BLAKE, D.R.; ROWLAND, S.  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  in methane from the flooded Amazon forest. **Journal of Geophysical Research.**, v.92D, n.1, p.1044-1048, 1987.
- VALENÇA, W.; ROSA, L.P. Impactos socioeconômicos da hidroelétrica de Tucuruí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENERGIA, 6., Rio de Janeiro, 1993. **Anais**. Rio de Janeiro, 1993. v.1, p.83-88.
- VICTORIA, R.L.; MARTINELLI, L.A.; TRIVELIN, P.C.O.; MATSUI, E.; FORSBERG, B.; RICHEY, J.E.; DEVOL, A. The use of stable isotopes in studies of nutrient cycling: carbon isotope composition of Amazon Varzea sediments. **Biotropica**, v.24, n.2B, p.240-249, 1992.

- VIDONDO, B.; PRAIRIE, Y.T.; BLANCO, J.M., DUARTE, C.M. Some aspect of the analysis of size spectra in aquatic ecology. **Limnology and Oceanography**, v.42, p.184-192, 1997.
- WASSMANN, R.; MARTIUS, C. Methane emission from the Amazon floodplain. In: JUNK, W.J. (Ed.) **The central Amazon floodplain**. New York: Springer-Verlag, 1997. cap.7, p.137-144.
- WHITTAKER, R.J. Scaling, energetics and diversity. **Nature**, v.401, p.865-866, 1999.
- WILLIAMS, N. Biologists cut reductionist approach down to size. **Science**, v.277, p.476-477, 1997.
- WOLTEMATE, I.; WHITICAR, M.J.; SCHOELL, M. Carbon and hydrogen isotopic composition of bacterial methane in a shallow freshwater lake. **Limnology and Oceanography**, v.29, n.5, p.985-992, 1984.
- YANG, C.B.; CAI, X.; ZHOU, Z.M. Spatial-temporal correlations in the process to self-organized criticality. **Physical Review. Serie E**, v.61, p.7243-7245, 2000.
- YANG, S.S.; CHANG, H.L. Diurnal variation of methane emission from paddy fields at different growth stages of rice cultivation in Taiwan. **Agriculture Ecosystems and Environment**, v.76. p.75-84, 1999.
- ZAPPERI, S.; LAURITSEN, K.B.; STANLEY, H.E. Self-organized branching processes: mean-field theory for avalanches. **Physical Review Letters**, v.75, p.4071-4074, 1995.
- ZHANG, Q. Multi-length-scale theories for scale-up problem and renormalization perturbation expansion. **Advances in Water Resources**, v.20, p.317-333, 1997.
- ZHANG, T.; KROOSS, B.M. Experimental investigation on the carbon isotope fractioning of methane during gas migration by diffusion through sedimentary rocks at elevated temperature and pressure. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.65, p.2723-2742, 2001.