

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE**

**ANÁLISE DE TEMPOS DE AMOSTRAGEM PARA CÁLCULOS DE  
FLUXOS EM SISTEMAS DE COVARIÂNCIA DE VÓRTICES  
TURBULENTOS, PARA FLORESTA DE TRANSIÇÃO DO  
SUDOESTE DA AMAZÔNIA**

**JOÃO FERREIRA FILHO**

**ORIENTADOR: PROF. DR. NICOLAU PRIANTE FILHO**

**Cuiabá-MT  
Julho de 2004**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE**

**ANÁLISE DE TEMPOS DE AMOSTRAGEM PARA CÁLCULOS  
DE FLUXOS EM SISTEMAS DE COVARIÂNCIA DE VÓRTICES  
TURBULENTOS, PARA FLORESTA DE TRANSIÇÃO DO  
SUDOESTE DA AMAZÔNIA**

**JOÃO FERREIRA FILHO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física e Meio Ambiente da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Física e Meio Ambiente.

**ORIENTADOR: PROF. DR. NICOLAU PRIANTE FILHO**

**Cuiabá-MT**

**Julho de 2004**

Ao Santíssimo Deus Pai e a Mãe Divina

Dedico.

À Mirian Rejane, esposa e amante.  
Uma alma imbuída de paixão e excelência,  
a quem as tulipas devem a beleza.

Dedico.

*É triste pensar que a Natureza  
fala e o gênero humano não escuta.*

Victor Hugo

## AGRADECIMENTOS

Escrever esta dissertação foi como percorrer trilhas repletas de acertos e desacertos, tanto intelectuais quanto pessoais. Seria impossível ter realizado este trabalho sem o amparo institucional e, principalmente, sem o apoio afetivo, intelectual e profissional das pessoas com as quais, em alguns momentos, dividi tristezas, dúvidas e, graças a Deus, muitos acertos.

Eis que vos apresento este trabalho que, longe de ser a palavra final, se manifesta como um conhecimento parcial e provisório. De todo este riquíssimo processo restou-me, ao menos, a certeza de que a amizade, a solidariedade e o respeito profissional são valores inestimáveis da pessoa humana. É difícil fazer constar nesta página, sem cometer imperdoáveis esquecimentos, todas as pessoas que foram importantes nesta jornada. Porém, é imperativo tentar...

À Universidade Federal de Mato Grosso e a CAPES, respectivamente pelo apoio institucional durante todo período do mestrado e pela concessão de bolsa de Demanda Social, sem a qual a feitura dessa dissertação ficaria comprometida.

Ao Prof. Dr. Nicolau Priante Filho, meu orientador, agradeço a paciência com que tolerou minha indisciplina, minha falta de jeito com o tema – novo para mim. Agradeço a compreensão com que me ouviu nos momentos de angústia, dúvidas e dificuldades. Respeito, críticas e orientações sempre certas marcaram sua orientação pautada pelo zelo, pelo cuidado e pela meticulosidade.

Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira pela excelência alcançada nos trabalhos feitos para a realização deste curso de mestrado. Ao Prof. Dr. George Louis Vourlitis, da Califórnia State University de San Marcos, EUA, pelo apoio e orientação do programa FLUX.

A Profª. Dra. Marta Cristina de J. A. Nogueira e Prof. Dr. José Campelo de Holanda Junior agradeço pelas ricas colaborações. Ao Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo pelas modificações no Programa FLUX, tão necessárias.

Ao Ms. Mauro Massao Hayashi, pela gentileza e camaradagem dispensada no trato e auxílio no entendimento do uso dos equipamentos. (*In memoriam*)

Ao Professor José Roberto Temponi de Oliveira pelo enriquecedor diálogo sobre estatística.

A Vinícius Buscioli pela ajuda na manipulação dos dados. A Marcelo Biudes pelo ajuda no entendimento dos equipamentos. A Dra. Luciana Sanches, pelas orientações inestimáveis para a conclusão do trabalho.

Aos colegas George Suli pela ajuda no entendimento do programa BOOTSTRAP e Sérgio Gripp, pelo fornecimento do artigo sobre índice de concordância e pela amizade com que me acolheram.

A Soilse Beatriz Carrilho pela colaboração nos serviços de secretaria que muito me auxiliou neste trabalho.

Aos professores Vinícius e Provenciano pela confecção das cartas de recomendação.

A Mirian Rejane e Alexandre, presenças constantes, porto seguro onde sempre posso estar.

Fico muitíssimo feliz por fazer parte da primeira turma de mestrado em Física e Meio Ambiente do Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso. Professores, funcionários e colegas de classe mostraram-me que podemos, de uma forma multidisciplinar, refletir conjuntamente sobre o mundo em busca da formação de uma massa crítica, capaz de lançar luz sobre temas pouco investigados.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Gráfico sobre emissões de CO <sub>2</sub> resultante da queima de carvão, petróleo e gás natural durante o período de 1860 a 1992.....	5
Figura 2 –	Localização da área de estudo – Sinop, Mato Grosso, Brasil .	22
Figura 3 –	TOTAL DE PRECIPITAÇÃO MENSAL DE JANEIRO A DEZEMBRO DE 2002..	25
Figura 4 –	Foto do anemômetro sônico e analisador de gás de circuito aberto .....	24
Figura 5 –	Foto do Data Packer .....	26
Figura 6 –	Foto da torre em Sinop-MT .....	27
Figura 7 –	Analisador de gás de circuito fechado .....	27

**LISTA DE TABELAS E QUADROS**

Tabela 1 -	Concentração de CO <sub>2</sub> .....	6
Tabela 2 -	Total mensal de precipitação para 2000-2002 em Sinop-MT .....	24
Quadro 1 -	Descrição dos equipamentos .....	28
Tabela 3 -	Estatística <i>t</i> para os fluxos de CO <sub>2</sub> , H e Le de agosto a dezembro de 2002.....	31
Tabela 4 -	Valores das velocidades médias do vento ( <i>u</i> ), os valores máximos e mínimos das velocidades de <i>u</i> , processadas com médias móveis de 200 e 80segundos de agosto a dezembro de 2002.....	32
Tabela 5 -	Valores médios da velocidade do vento ( <i>u</i> ) processados com médias móveis de 200 e 800 segundos e valores da velocidade do vento obtidos por VOURLITIS et al (2002).....	33
Tabela 6 -	Tabela 6 – erros de subestimação encontrados por RANNIK & VESALA (1999) para os fluxos de CO <sub>2</sub> e calor sensível (H) com diferentes tempos de amostragem (200s, 450s e 1000s).....	33
Tabela 7 -	Fluxos de CO <sub>2</sub> , calor sensível (H) e calor latente (Le) processados com médias móveis de 200 segundos de agosto a dezembro de	



2002 em comparação com resultados apresentados por PRIANTE  
FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002)..... 35

Tabela 8 - Fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le) processados  
com médias móveis de 800 segundos de agosto a dezembro de  
2002 em comparação com resultados apresentados por PRIANTE  
FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002)..... 35

## LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}\text{C}$	Temperatura em graus Celcius
atm	Pressão atmosférica
k	Constante de Von-Karman
$\mu\text{m}$	Micrometro – $10^{-6}\text{m}$
g C	Gramas de Carbono
$F_c$	Fluxo de $\text{CO}_2$ - $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$K_c$	Coefficiente de difusividade turbulenta
$u^*$	Velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ )
u	Velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ )
$\tau$	Estresse friccional
$\rho$	Densidade do ar
w	Velocidade vertical do vento
$\lambda_{\text{max.}}$	Faixa espectral relativa ao planeta Terra (faixa do infravermelho)
$\sigma$	Constante de Boltzmann ( $2897,8 \mu\text{m }^{\circ}\text{K}$ )

## LISTA DE SIGLAS

UFMT	UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
LBA	Programa Experimentos em Grande Escala na Biosfera-Atmosfera da Amazônia
GEE	GASES DE EFEITO ESTUFA
CFCs	CLOROFLURCARBONOS
CLA	CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA
CLM	CAMADA LIMITE MILIMÉTRICA
CLS	CAMADA LIMITE SUPERFICIAL
ABLE	AMAZONIAN BOUNDARY LAYER EXPERIMENT
NEE	TROCAS LÍQUIDAS DE CARBONO
ABRACOS	ESTUDO ANGLO-BRASILEIRO DE OBSERVAÇÕES DO CLIMA DA AMAZÔNIA

## RESUMO

FERREIRA FILHO, J. **Análise de tempos de amostragem para cálculos de fluxos em sistemas de covariância de vórtices turbulentos, para floresta de transição do sudoeste da Amazônia.** Cuiabá, 2004. 63p. Dissertação – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

As emissões de CO<sub>2</sub> feitas por ecossistemas naturais de transição, principalmente as áreas de transição entre a Floresta Amazônica e o Cerrado, têm despertado o interesse de pesquisadores, que procuram entender a interação entre a biosfera e a atmosfera na Amazônia e a influência desta sobre o clima regional ou global. As emissões de CO<sub>2</sub> são um dos aspectos estudados pelo Programa Experimentos em Grande Escala na Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA). O sistema de covariância de vórtices turbulentos (eddy covariance) é o mais utilizado para a medição dos fluxos turbulentos de CO<sub>2</sub> e energia nos sítios experimentais do LBA. A partir dessas medidas estes fluxos são processados utilizando médias móveis com diferentes tempos de amostragem. Estudos sugerem que para minimizar erros na estimativa dos fluxos turbulentos é necessário usar constantes de tempo mais longas. Este trabalho realizado durante o segundo semestre de 2002 foi conduzido com a finalidade de verificar se existem diferenças significativas entre os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia, quando estes são processados com amostragem de tempo de 200 e 800 segundos. Sensores do “eddy covariance” foram instalados em uma torre de 40m, construída em uma área de transição entre a Floresta Amazônica e o Cerrado mato-grossense, localizada a 50 NE km da cidade de Sinop-MT. Para a comparação entre os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia processados com médias móveis de 200 e 800 segundos foi utilizado o teste *t* de Student para amostras pareadas com margem de significância de 5%. Os resultados obtidos indicaram que, durante a estação seca, os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia, processados com médias móveis de 800 segundos foram significativamente diferentes dos fluxos de CO<sub>2</sub> e energia, processados com médias móveis de 200 segundos. Já para a transição da estação seca para úmida e estação úmida, os fluxos foram considerados significativamente iguais.

**Palavras-chave:** Médias móveis, fluxos turbulentos, velocidade do vento, velocidade de fricção.

## ABSTRACT

FERREIRA FILHO, J. *Analysis of sampling time to calculate fluxes using Eddy Covariance system for a southwestern transition forest in Amazon*. Cuiabá, 2004. 63p. Dissertação – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

The CO<sub>2</sub> emissions made by natural transition ecosystems, mainly areas between Amazon Forest and Cerrado, have attracted the interest of researchers that look to understand the interaction between biosphere and atmosphere in Amazon and its influence on the regional or global climate. The CO<sub>2</sub> emissions are one of the aspects studied by Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiments in Amazonia (LBA) program. The turbulent vortices covariance system (eddy covariance) is used for CO<sub>2</sub> turbulent fluxes and energy measurements in the experimental LBA sites. From these measures the fluxes are processed using mobile averages with different sampling times. Some studies suggest that the use of longer constant of time to estimate fluxes tend to minimize errors. This work was carried during the second semester of 2002 with the purpose to verify if there are significant differences between CO<sub>2</sub> and energy fluxes when they are processed with sampling time of 200 and 800 seconds. Sensors of "eddy covariance" had been installed in a tower of 40m, built in a transition area of transitions between the Amazon Forest and the Cerrado from Mato Grosso, located 50km NE from the city of Sinop-MT. The comparison between CO<sub>2</sub> and energy fluxes were made using mobile averages of 200 and 800 seconds *t* test of Student for samples with edge of significance of 5%. The results had indicated that, during the dry season, the CO<sub>2</sub> and energy fluxes, processed with mobile averages of 800 seconds had been significantly different from the ones processed with mobile averages of 200 seconds. But for the transition dry-wet and wet seasons, the fluxes were considered are significantly equal.

Key-words: Mobile averages, turbulent fluxes, speed of the wind, frictional speed



## 1. INTRODUÇÃO

A queima de combustíveis fósseis e as queimadas, sobretudo, de consideráveis áreas de florestas tropicais para formação de pasto ou avanço de fronteiras agrícolas, emitem grandes quantidades de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, das quais parte é dissolvida nos oceanos, através da formação do íon  $\text{HCO}_3^-$ , outra parte é assimilada pela biosfera através da fotossíntese. O papel da biosfera como assimiladora de carbono tem sido bastante discutido por pesquisadores em todo mundo. Argumenta-se que a biosfera terrestre tem crescido ao longo dos últimos anos em função do aumento da eficiência fisiológica das plantas, do aumento das concentrações atmosféricas de  $\text{CO}_2$ , do crescimento da vegetação natural de certas regiões devido ao abandono de terras utilizadas na agropecuária e do reflorestamento e mudanças no manejo agrícola.

De acordo com dados de medições da concentração de gases na atmosfera, tem sido evidenciado um incremento nas concentrações do  $\text{CO}_2$  que passou de  $280 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$  quando do período pré-industrial, para cerca de  $360 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$  na década de 1990.

Existe uma certa tendência em atribuir a esse aumento das concentrações de  $\text{CO}_2$ , associado a outros gases de efeito estufa, como uma das causas do aumento da temperatura global. Entre os gases de efeito estufa, o  $\text{CO}_2$  é mais estudado porque o volume de suas emissões para a atmosfera representa algo em torno de 55% do total das emissões de gases causadores do efeito estufa, decorrendo principalmente da queima de combustíveis fósseis e o tempo de sua permanência na atmosfera é de pelo menos 10 décadas.

É devido à relação direta entre a concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera e a temperatura do ar, que um grupo de pesquisa da UFMT tem feito estudos e divulgado alguns resultados importantes no estudo das trocas de matéria ( $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$ ) e energia (radiação solar, calor etc) entre a mata de transição e a atmosfera, a partir da análise dos dados gerados por sensores micrometeorológicos instalados em uma torre de 42 metros de altura construída no interior da mata em uma área localizada próximo à cidade de Sinop-MT.

Alguns desses resultados, já apresentados em congressos internacionais, têm levantado novas questões que precisam ser elucidadas para que os objetivos do projeto sejam alcançados plenamente.

Uma dessas questões nasceu do seguinte fato: O sistema de covariância de vórtices turbulentos (“eddy covariance” ou “eddy correlation”) é o mais utilizado para o cálculo dos fluxos turbulentos de energia e CO<sub>2</sub> nos sítios experimentais do LBA (Programa Experimentos em Grande Escala na Biosfera-Atmosfera da Amazônia). A partir de medidas instantâneas desses fluxos são calculadas médias móveis com diferentes tempos de amostragem. RANNIK & VESALA (1999) sugerem que para minimizar erros na estimação de fluxos turbulentos é necessário usar constantes de tempo mais longas (800 s). Entretanto, a maior parte dos sítios experimentais do LBA em Mato Grosso, conforme artigos já publicados com estes dados, mostraram a utilização de fluxos turbulentos processados com médias móveis de 200 s.

Nesse sentido o objetivo central desta dissertação consistiu em analisar se existiram diferenças significativas entre os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia, quando estes foram processados utilizando médias móveis com tempos de amostragem de 200 e 800 s a partir de dados obtidos em uma área de transição entre a Floresta Amazônica e o Cerrado mato-grossense, localizada a 50 km NE da cidade de Sinop no Mato Grosso, entre agosto e dezembro de 2002.



## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A atmosfera é um invólucro gasoso sobre o mundo que, embora relativamente fino, é importante, pois, nele ocorrem os fenômenos meteorológicos. A presença da atmosfera determina de modo inexorável, a qualidade e a quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra (PEREIRA et al., 2002).

O dióxido de carbono ou gás carbônico é um dos componentes da matriz atmosférica da Terra e uma das substâncias que os organismos fotossintetizantes retiram do ar para a realização de um processo conhecido como fotossíntese, que pela transformação da energia luminosa em energia química, produz carboidratos necessários à manutenção, regulação e sustentação dos seus sistemas vitais.

O vapor d'água (H<sub>2</sub>O), o metano (CH<sub>4</sub>), o ozônio (O<sub>3</sub>), o óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) e os clorofluorcarbonos (CFCs), entre outros, constituem, com o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) um conjunto denominado *gases de efeito estufa* (GEE). Tais gases são de grande importância física, química e biológica. Os GEE são responsáveis pela manutenção de uma temperatura adequada à existência da vida no planeta. Sem eles, a temperatura média na Terra seria algo em torno de 30 a 35 °C menor que a temperatura média atual que é igual a 15 °C (SANTOS, 1999).

Segundo a Lei de Wien em que o comprimento de onda ( $\lambda_{\max}$ ), para o qual a emitância espectral de um corpo negro é máxima, é inversamente proporcional à sua temperatura absoluta. Esta lei é derivada diretamente da Lei de Planck, podendo ser expressa matematicamente por:

$$T = \sigma/\lambda_{\max}. \quad (1)$$

(VIANELLO & ALVES, 1991). Onde T é a temperatura do corpo negro em Kelvin,  $\sigma$  é a constante de Boltzmann cujo valor é 2897,8  $\mu\text{m} \text{ }^\circ\text{K}$  e  $\lambda_{\max}$  faixa espectral relativa ao planeta Terra (faixa do infravermelho) que é igual a 15  $\mu\text{m}$ . Sendo  $T = 2897,8 \mu\text{m }^\circ\text{K}/15 \mu\text{m} = 193 \text{ }^\circ\text{K} \therefore T = 193 - 273 \sim -80 \text{ }^\circ\text{C}$ . Esta seria a temperatura da Terra sem a existência da atmosfera.

O dióxido de carbono tem excelente estabilidade química e boa estabilidade térmica. Segundo LEE (1999), embora o carbono seja o décimo sétimo elemento

mais abundante na crosta terrestre, totalizando cerca de  $2 \times 10^{16}$  toneladas, a maior parte se encontra na forma de carvão, petróleo e derivados carbonatos (calcário e dolomita), ou seja, encontra-se numa forma imobilizada. O carbono também está, em grande quantidade, armazenado em forma de carbonato de cálcio e magnésio nas rochas classificadas como sedimentares. O gás carbônico é incolor e mais pesado que o ar e possui uma densidade de 1,53 (em relação ao ar atmosférico). Liquefaz-se a uma pressão de 40 atm, a 5 °C. Sua existência na atmosfera ocorre em pequenas proporções, aproximadamente,  $350 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$  (SANTOS, 1999), e sua importância se dá na medida em que, através da fotossíntese, ele é assimilado pela planta, que por sua vez, libera o oxigênio (CAPRA, 1996).

## 2. 1. A FORMAÇÃO DO DIÓXIDO DE CARBONO

O  $\text{CO}_2$  é produzido pela respiração (animais, plantas, microorganismos e o homem). É produzido também, em grande abundância, pela queima de biomassa (matéria seca de origem orgânica) e pela queima de petróleo e carvão, os chamados combustíveis fósseis.

Ao dissolver  $\text{CO}_2$  em água, este reage formando ácido carbônico. O que demonstra, em geral, o seu comportamento como óxido ácido:



Também reage com hidróxidos, dando lugar a carbonatos:



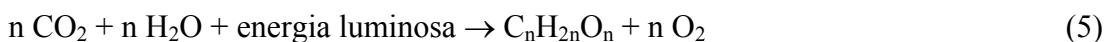
Outra forma mais simples de obtenção do dióxido de carbono consiste em realizar a combustão direta do carbono com o oxigênio:



A importância do dióxido de carbono em estudos bio-ambientais está no fato dele ser assimilado pelas plantas superiores para sintetizarem carboidratos, utilizando, luz do sol e água, num processo chamado fotossíntese. A partir dos açúcares mais simples, a planta pode sintetizar todas as substâncias vitais para a sua

sobrevivência, como: proteínas, lipídios, vitaminas, ácidos nucléicos, etc, (CAPRA, 1996).

Pode-se representar a fotossíntese nesta resumida equação:



Como subproduto da fotossíntese há uma liberação de  $\text{O}_2$  proveniente da água. Isto quer dizer que, para cada molécula de  $\text{CO}_2$  fixado na biomassa, é liberada uma molécula  $\text{O}_2$  para a atmosfera. As quantidades de  $\text{CO}_2$  fixadas pelas plantas, através da fotossíntese, aproximam-se àquelas liberadas pelo processo de respiração realizado por todos os seres vivos (SANTOS, 1999).

A massiva industrialização dos últimos cem anos provocou o consumo de grande quantidade de combustíveis fósseis, principalmente em alguns países europeus e nos Estados Unidos da América (Figura 1). Conseqüentemente, a queima desses combustíveis, propiciou uma emissão maior de  $\text{CO}_2$  do que aquela assimilada pelas plantas (NEFTEL et al., 1985).

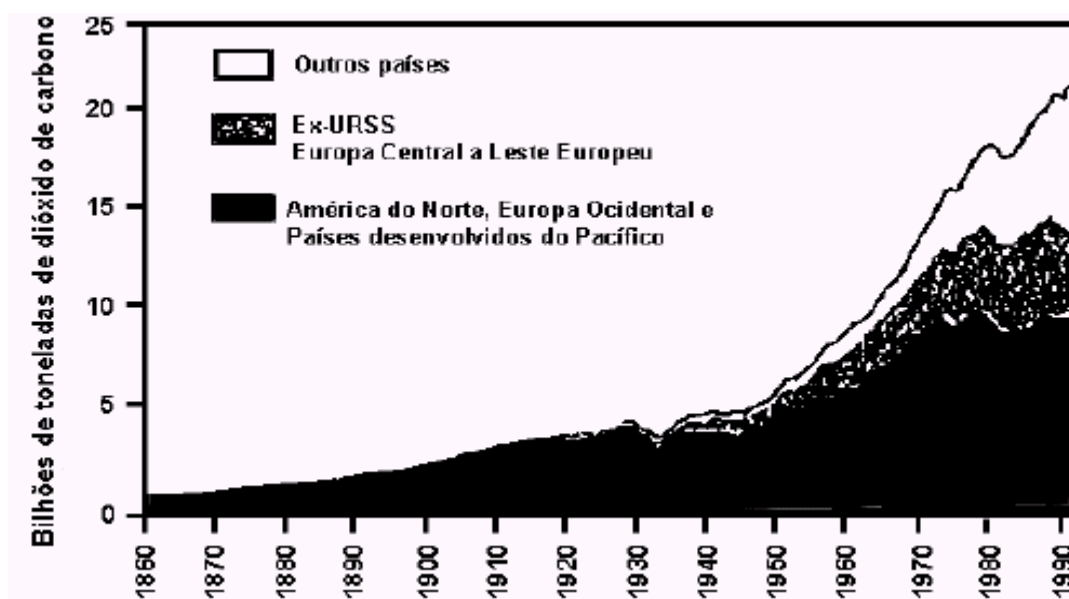


Figura 1 – Gráfico sobre emissões de  $\text{CO}_2$ , resultante da queima de carvão, petróleo e gás natural, durante o período de 1860 a 1992. Fonte: UNEP – United Nations Environment Programme e WMO – World Meteorological Organization – Adaptado de: C&T Brasil: Convenção sobre a mudança do clima, 1999.

Como principal e mais óbvio resultado desse excesso de CO<sub>2</sub> produzido, tem-se, desde o início do século XX, um aumento na proporção do CO<sub>2</sub> no ar atmosférico, passando de 280  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  para 350  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  (Tabela 1). Em aglomerados urbanos a quantidade de CO<sub>2</sub> chega a valores superiores a 450  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  (SANTOS, 1999).

Tabela 1 – Concentração de CO<sub>2</sub>

	CO <sub>2</sub>
<b>Pré-Industrial 1750-1800</b>	280 $\mu\text{mol.mol}^{-1}$
<b>Nível atual</b>	350 $\mu\text{mol.mol}^{-1}$
<b>Taxa atual</b>	0,50%
<b>Vida média na atmosfera (anos)</b>	50-200

Fonte: UNEP – United Nations Environment Programme e WMO – World Meteorological Organization – Adaptado de: C&T Brasil: Convenção sobre a mudança do clima, 1999

Segundo GUNTER (1980), entre 3 a 4 milhões a.C. formaram-se os reservatórios de combustíveis fósseis (petróleo e carvão) e a fotossíntese já predominava em relação à respiração.

O dióxido de carbono coexiste na atmosfera, juntamente com outros gases responsáveis pelo efeito estufa, em pequenas proporções, entre 300 a 360  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  entretanto, assim como o vapor d'água, ele desempenha um importantíssimo papel de termorregulação, absorvendo com eficiência as radiações de ondas longas – a radiação infravermelha. VIANELLO & ALVES (1991) mencionam que o constante aumento do volume das emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, como consequência do intensivo uso da queima de combustíveis fósseis para a obtenção de energia, o principal insumo da produção, pode causar um superaquecimento atmosférico e provocar uma profunda e, talvez, irreversível alteração no quadro climático do planeta, ameaçando de forma direta a existência da vida na Terra.

Os oceanos estocam grandes quantidades de carbono. Uma parte na forma de gás carbônico dissolvido na água, e outra parte na forma de bicarbonato e íons carbonato. Entretanto, é na atmosfera, em forma de gás carbônico, que o carbono está disponível para as plantas superiores para ser utilizado como matéria prima na fotossíntese. Assim, o carbono transforma-se em alimento percorrendo as redes no interior do ecossistema e retornando para a atmosfera pelo processo da respiração e pela queima de matéria orgânica (SANTOS, 1999).

## **2. 2. O CO<sub>2</sub> E O EFEITO ESTUFA**

Em 1824, Joseph Fourier salienta, pela primeira vez, o efeito estufa e também sugere que as atividades essencialmente humanas poderiam mudar o clima. Entretanto, somente em 1898 Svante Arrhenius lança a base formal para a teoria do efeito estufa, que relacionou as mudanças climáticas com o CO<sub>2</sub> atmosférico e sendo o primeiro a quantificar a influência que as concentrações de CO<sub>2</sub> podem ter sobre a temperatura do planeta, (RODHE et al., 1997).

O efeito estufa é, como fenômeno atmosférico, uma ampliação em escala planetária de um processo de aquecimento que ocorre, por exemplo, quando deixamos um carro fechado ao sol. A luz atravessa os vidros, aquece o interior do automóvel, mas o calor não consegue escapar, porque os vidros retêm os raios infravermelhos. Dessa ação resulta uma elevação da temperatura, (SANTOS, 1999). Então o balanço de radiação térmica do planeta recebe, de maneira pontual, influência do CO<sub>2</sub>, que devido a sua alta capacidade de absorver radiações de ondas longas, devolve essa energia, em parte, à superfície da Terra, (LEE, 1999).

O dióxido de carbono, o metano e o óxido nitroso são os contribuintes gasosos da atmosfera que mais têm sido discutidos. No entanto, atenção prioritária tem sido dedicada ao dióxido de carbono, uma vez que o volume de suas emissões para a atmosfera representa algo em torno de 55% do total das emissões de gases de efeito estufa e o tempo de sua permanência na atmosfera é de pelo menos 10 décadas, (IPCC, 1995).

Somando-se ao processo natural, as atividades do homem, já definidas como antrópicas, estão resultando em contribuições adicionais de GEE acentuando a concentração dos mesmos na atmosfera e, conseqüentemente, ampliando a capacidade de absorção de energia que naturalmente já possuem (IPCC, 1995). Essas emissões excessivas de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso podem provocar mudança permanente e irreversível no clima, imprimindo novos padrões no regime de ventos, pluviosidade e circulação dos oceanos (IPCC, 1995).

A temperatura média da Terra aumentou 0,6°C nos últimos 70 anos. Embora esse aumento possa se justificar como um efeito dentro de uma variabilidade histórica e natural do planeta, há evidências que apontam o aumento das concentrações de GEE como capazes de reduzir a eficiência com que a Terra se resfria. A velocidade e a intensidade do aumento da temperatura são incompatíveis com o tempo necessário à adaptação natural dos ecossistemas (IPCC, 1995).

### **2. 3. O CO<sub>2</sub>, AS FLORESTAS E AS QUEIMADAS**

As florestas, sobretudo as tropicais, são reservatórios e sumidouros naturais de CO<sub>2</sub> do ar. Entre as florestas tropicais úmidas a mais importante é a Floresta Amazônica que se constitui em um grande reservatório global de carbono. As mudanças neste estoque ocorrem quando existem mudanças no uso da terra ou cobertura vegetal; no desequilíbrio entre a fotossíntese e a respiração, decorrentes da variação física e química. Somente as florestas tropicais têm reservado algo em torno de 115,2 toneladas de carbono por hectare, sendo que 9 kg ha<sup>-1</sup> de carbono são retirados por ano da atmosfera (SARIEGO, 1994).

Uma atitude que prejudica a floresta é o desmatamento seguido da queima de extensas áreas para agricultura e pecuária. As mais evidentes conseqüências do desmatamento são: destruição da biodiversidade; erosão e empobrecimento dos solos; alteração do regime hidrológico e pluviométrico. O desmatamento em grande escala, sobretudo na Amazônia, pode resultar no, já mencionado, aumento das

emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera devido à queima da biomassa e decomposição de matéria orgânica e a diminuição da evapotranspiração.

A evapotranspiração da floresta é uma das importantes fontes de vapor d'água alimentando a precipitação na Amazônia. Uma redução da evapotranspiração ocasiona redução na precipitação e, conseqüentemente, implica numa possibilidade do aumento da duração da estação seca (NOBRE, 1991).

O avanço da fronteira agrícola com fins de ampliação das áreas agricultáveis, o desmatamento de florestas nativas na Amazônia para conversão em pastagens, ocorre a uma taxa sem precedentes enquanto os efeitos da conversão do uso da terra, as trocas de massa (CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O) e as trocas de energia permanecem, ainda, sem muitos estudos (SKOLE & TUCKER, 1993; LAURANCE et al., 1997; NEPSTAD et al., 1999; FEARNSTIDE, 2000).

O desmatamento da floresta com vistas ao aumento das áreas para a agricultura e pecuária ocorreu, historicamente, dentro do chamado *arco do desmatamento*, que é formado pelos estados do Mato Grosso, Rondônia, Acre, Amazonas, Amapá, Para, Roraima, e Tocantins que circundam, ao sul e a leste, a bacia amazônica (SKOLE & TUCKER, 1993; MORAN et al. 1994; LAURANCE et al., 1997; NEPSTAD et al., 1999; FEARNSTIDE, 2000). Muitas dessas florestas são chamadas de florestas de transição, pois ocorrem em um ecótono entre a Floresta Amazônica e o Cerrado (EITEN, 1972).

A fronteira agrícola avançou sobre a Floresta Amazônica nos anos 80 do século XX, principalmente nos estados do Pará e Rondônia, primeiramente, para a abertura de campos de pastagens para a pecuária de corte. O desmatamento e a queimada (o principal método de limpeza de áreas usado na região, por ser mais barato) espalharam-se pela Amazônia. O *The New York Times*, em seu editorial no dia 29/08/1998, acusou as queimadas brasileiras na Floresta Amazônica de serem as principais responsáveis pelo aumento do efeito estufa, contribuindo com cerca de 10% do total de CO<sub>2</sub> lançado na atmosfera. Entretanto, são as nações industrializadas da Europa e da América do Norte, as principais responsáveis pelas volumosas emissões de gás carbônico devido à queima de combustíveis fósseis para geração de

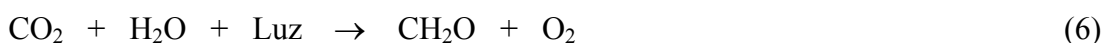
energia, movimento de veículos e sistemas domésticos de aquecimento, (SANTOS, 1999).

Embora as queimadas na Amazônia não sejam a principal fonte de CO<sub>2</sub> intensificando o efeito estufa, quando a floresta tropical sofre a ação de queimada um pulso de CO<sub>2</sub> é emitido para a atmosfera (FEARNSIDE et al., 1993). A floresta secundária que cresce no local tem menor taxa de assimilação de CO<sub>2</sub> do que a original, de modo que, neste processo, há sempre uma transferência de CO<sub>2</sub> da biomassa para a atmosfera.

## 2. 4. O CO<sub>2</sub> E A RADIAÇÃO SOLAR

O gás carbônico é transparente para a luz solar, mas é um absorvedor na banda de 15μm (~12-18μm) do espectro de radiação infravermelha termal, (SANTOS, 1999). O crescimento das plantas está diretamente relacionado com a quantidade de radiação solar, essencialmente (para a fotossíntese) o espectro visível e o dióxido de carbono presente na atmosfera. Neste crescimento há dois importantes processos: A fotossíntese e a respiração.

Fotossíntese Bruta:



Respiração Bruta:



O “sucesso” no crescimento de uma planta depende diretamente do ganho extra de matéria seca adquirida pela assimilação de CO<sub>2</sub> na fotossíntese bruta menos a perda de CO<sub>2</sub> na respiração da planta.



## 2. 5. O CO<sub>2</sub> E OS ESTUDOS SOBRE A FLORESTA

DESJARDINS et al. (1982), bem como ALVO et al. (1984) mediram os fluxos de CO<sub>2</sub> sobre as florestas no Canadá, utilizando o método da correlação turbulenta usando um sensor a bordo de avião. Eles observaram que o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> aumentou linearmente com o fluxo solar incidente.

Estudos sobre a troca de CO<sub>2</sub> entre a cobertura vegetal e a atmosfera estão se tornando comuns. Entretanto, poucos dados têm sido coletados sobre a floresta tropical e quando existem são apenas para períodos limitados (FAN et al., 1990; GRACE et al., 1995; MALHI et al., 1998). FAN et al. (1990) realizaram suas medições durante a estação úmida na Amazônia Central (Manaus, AM, Brasil), durante a campanha do Experimento da Camada Limite Amazônica – ABLE 2B realizando medições de fluxos da floresta (da superfície até 41 m de altura). Os dados da concentração de CO<sub>2</sub> obtidos por eles, usando um analisador de gás infravermelho – IRGA, foram coletados acima e dentro da copa das árvores (sete níveis). Os dados de fluxo mostraram um aumento no início da noite até próximo ao nascer do sol com valores máximos de fluxo acima da copa das árvores em torno de 1,26  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . A concentração de CO<sub>2</sub> a 41 m (10 m acima do dossel) também mostrou um aumento durante a noite com um valor, aproximadamente, de 350  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  as 18:00 h (hora local) alcançando 380  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  as 06:00 h. Dentro do dossel ocorreram valores até 450  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$  próximos ao nascer do sol. Algumas estimativas do cálculo de fluxo de CO<sub>2</sub> da superfície foram em torno de 1,40  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , sem nenhum ciclo diurno detectável.

Estudos feitos por WOFSY et al. (1988) sobre o ciclo de CO<sub>2</sub> atmosférico na Bacia Amazônica usando perfis verticais da concentração de CO<sub>2</sub> no dossel e acima dele e medições diretas das emissões de CO<sub>2</sub> dos solos, forneceram informações detalhadas sobre as trocas diárias de ar entre a floresta tropical (0 – 30 m) e a camada limite atmosférica (30 – 200 m). A floresta foi uma fonte de CO<sub>2</sub> à noite e um sumidouro durante o dia. Altas concentrações de CO<sub>2</sub> (380 – 400  $\mu\text{mol.mol}^{-1}$ ) acumularam-se na floresta a noite e foram transportadas dentro da camada de mistura inicial no período da manhã. Entre 10:00 e 12:00 h, o CO<sub>2</sub> na camada de mistura

diminuiu as concentrações para 4-6  $\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ , sendo estas mais baixas do que os valores da troposfera livre e permanecendo baixas pelo resto da tarde.

A absorção de  $\text{CO}_2$  atmosférico pela floresta próximo ao meio dia foi estimada ser 20,83 ( $\pm 9,26$ )  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , e a absorção média sobre o período de luz solar foi, aproximadamente, de 6,48 ( $\pm 2,78$ )  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Os solos da floresta emitiram  $\text{CO}_2$  em uma média de 4,17 ( $\pm 0,46$ )  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . O ciclo do  $\text{CO}_2$  atmosférico sobre os pântanos foi mais fraco do que as florestas, com absorção diárias de, aproximadamente, 3,70  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Os rios permaneceram como fontes líquidas de  $\text{CO}_2$  durante o dia. (WOFSY et al., 1988).

A 50 km da cidade de Sinop, Mato Grosso, Brasil, uma torre meteorológica completa foi instalada para monitorar e estimar as trocas de  $\text{CO}_2$  floresta-atmosfera, ou seja, quantificar respiração-fotossíntese do ecossistema, empregando a técnica de covariância de vórtices turbulentos. Os resultados indicaram que durante a estação seca as trocas líquidas de carbono (NEE) estavam em balanço, mas durante a transição da estação seca para a estação úmida a floresta é uma fonte de  $\text{CO}_2$ , algo em torno de 0,58  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  a 1,74  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e durante a estação chuvosa ela constitui um sumidouro deste gás, com valores entre -0,64  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e -1,18  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (VOURLITIS et al., 2001).

Segundo VOURLITIS et al. (2001) as trocas líquidas de carbono (NEE) na floresta de transição (cerradão) foram similares às da floresta tropical úmida durante a estação úmida, mas durante a estação seca o NEE da floresta de transição foi similar ao do cerrado.

Estudos de comparação de trocas de massa e energia em uma pastagem e em uma floresta de transição no sudoeste da Amazônia feitos por PRIANTE FILHO et al., (2004), revelaram que, em geral, tanto a pastagem quanto a floresta foram uma fonte de  $\text{CO}_2$  durante a noite (18:30-05:30 horas) e um sumidouro durante o dia (06:00-18:00 horas). Durante a transição da estação úmida para a seca, as trocas líquidas de carbono (NEE) para a pastagem foram em média de -8,9  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  durante o dia e 8,0  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  durante a noite. Já para a floresta, durante a transição da estação úmida para a seca, as trocas líquidas de carbono (NEE) foram de -2,8  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  durante a dia e de 2,8  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  durante a noite. As diferenças de

NEE entre a floresta e a pastagem foram pequenas durante a estação seca e durante a estação de transição de seca para úmida. Durante a estação úmida o NEE para a pastagem foi de  $-9,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e para a floresta de  $-3,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

Foram feitas medições de concentração de dióxido de carbono sobre a floresta tropical, na bacia do Congo, usando cromatografia a gás (DELMAS et al., 1992). Estas pesquisas mostraram que a concentração foi mais alta na base da copa das árvores devido às emissões do solo. No final da noite foram observados os valores máximos de concentração. As amplitudes diárias da concentração de  $\text{CO}_2$  variaram de  $45 \mu\text{mol.mol}^{-1}$ , durante a primeira campanha de campo, até  $35 \mu\text{mol.mol}^{-1}$  no ano seguinte. Tais diferenças devem-se às trocas verticais intensas entre a floresta e a atmosfera nestes dois anos. As concentrações, em média, foram de  $373 \mu\text{mol.mol}^{-1}$  em 1988 e  $344 \mu\text{mol.mol}^{-1}$  em 1989.

GRACE et al. (1995b) realizaram medições de fluxos turbulentos e  $\text{CO}_2$  acima da floresta tropical em um dos sítios experimentais do Estudo Anglo-Brasileiro Observacional do Clima da Amazônia – ABRACOS. Os dados medidos em 44 dias no fim da estação chuvosa e início da estação seca em 1993, demonstraram uma máxima concentração de  $\text{CO}_2$  as 07:00 h com  $486 \mu\text{mol.mol}^{-1}$  e um valor mínimo de  $360 \mu\text{mol.mol}^{-1}$  as 14:00 h. Após o nascer do sol foi verificado grande efluxo de  $\text{CO}_2$ , cerca de  $+8,2 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , que ocorreu devido à liberação de ar rico em  $\text{CO}_2$  dentro do dossel no início da turbulência. Entre 13-14:00 h o fluxo muda de sinal, tornando-se negativo, indicando entrada de  $\text{CO}_2$  no sistema, com valor máximo obtido de  $20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

HONZACK et al. (1996) realizaram estimativas de biomassa em floresta secundária que confirmaram a rebrota como um sumidouro de carbono. Segundo LUCAS et al. (1996), o tamanho e o tipo de florestas secundárias em crescimento podem ser determinados por sensoriamento remoto, permitindo a extrapolação das estimativas de acumulação de carbono em pequenas áreas experimentais para toda a Bacia Amazônica.

MALHI et al. (1998) realizaram medições da concentração de  $\text{CO}_2$  próximo à cidade de Manaus e verificaram que a floresta, além de fonte, é também um sumidouro para o  $\text{CO}_2$  atmosférico. Eles fizeram medições usando o método de

correlação turbulenta do fluxo acima do dossel e medições de concentração dentro do dossel para determinar o termo de estocagem.

## 2. 6. CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Ludwig Prandtl introduziu o conceito de *camada limite* ao formular a hipótese que, independentemente de quão pequena seja a viscosidade de um fluido, as forças viscosas são desprezíveis, exceto em regiões próximas a contornos sólidos, sobre as quais deve ser válida a condição de não-deslizamento ou aderência. Essa região é o que se denomina de camada limite e no caso da atmosfera é comum designar suas primeiras centenas de metros de camada limite atmosférica (CLA) (LEMES & MOURA, 2002).

A CLA é a parte inferior da atmosfera caracterizada por processos térmicos e de turbulência mecânica, pelas interações com a superfície e pelo entranhamento com a atmosfera livre. A CLA é importante por transportar momentum e energia da superfície para uma altitude de 1-2 km, onde pode ser ligada à circulação geral da atmosfera.

A CLA tem uma estrutura termodinâmica que responde ao ciclo diurno de aquecimento através de mudanças nos ventos que alteram as trocas de calor entre a CLA e a atmosfera livre. Os movimentos na CLA são essencialmente turbulentos, sendo que a turbulência origina de duas causas. A primeira é uma causa de origem mecânica, devido à presença de grandes cisalhamentos necessários para satisfazer a condição de não-deslizamento. A segunda causa é de origem térmica, devido ao aquecimento em seu contorno inferior. A turbulência mecânica é mais evidente próximo à superfície, mas sua intensidade depende fortemente da rugosidade aerodinâmica e do vento. A turbulência térmica resulta sobre tudo da transferência de calor para a atmosfera (por condução dentro de uma camada milimétrica, rente à superfície), pelos transportes convectivos (LEMES & MOURA, 2002).

Excetuando a camada limite milimétrica (CLM), próximo à superfície onde predomina a condução molecular, a camada nas primeiras dezenas de metros (20 a

60m, dependendo dentre outros fatores das características da superfície e da estratificação) é conhecida como camada limite superficial (CLS). Essa camada é caracterizada pelo fato dos fluxos turbulentos serem aproximadamente constantes em relação à altura. Nessa região a hipótese de um coeficiente de difusividade constante deixa claramente de ser válida, pois os tamanhos (na vertical) dos turbilhões dependem da distância em que se encontram da superfície (LEMES & MOURA, 2002).

Segundo SANTOS (1999) a camada limite da Terra que envolve a camada superficial e estende-se até aproximadamente 1 km acima da superfície, é a região de transição do escoamento perturbado próximo à superfície até o escoamento de menor fricção ou homogêneo da atmosfera livre.

A camada de maior interesse para a micrometeorologia é a camada superficial turbulenta, onde o movimento do ar é muito irregular e é caracterizado por flutuações, vórtices, ou turbilhões. Em condições de estabilidade, por exemplo, pequenas, rápidas e irregulares flutuações no movimento do ar parecem estar superpostas em grandes e maiores flutuações lentas e irregulares. As pequenas flutuações associadas com altas frequências se dão, principalmente, em função da turbulência mecânica gerada pelos efeitos friccionais da superfície. As maiores flutuações associadas com baixas frequências são o resultado da turbulência térmica originada pelo efeito de flutuabilidade (“buoyancy”, em inglês). Ainda que o fluxo do ar na camada superficial não seja irregular, a velocidade do vento, a temperatura do ar, a umidade e a concentração de dióxido de carbono, podem ser examinados sistematicamente sob uma base estatística.

## **2. 7. FLUXOS TURBULENTOS**

A teoria cinética dos gases serviu de modelo a uma das primeiras representações para os fluxos turbulentos, onde pequenos “pacotes” de fluidos chamados turbilhões (“eddies”) agem como moléculas transportando momentum, calor, umidade ou material em suspensão. A difusão turbulenta age analogamente à difusão molecular e, portanto, o fluxo de qualquer propriedade é proporcional ao

gradiente de seu campo médio. Essa é a conhecida Teoria K, ou como também é conhecido, o método do fluxo gradiente (SANTOS, 1999).

O método do fluxo gradiente é utilizado para determinar os fluxos verticais ascendentes e descendentes de CO<sub>2</sub> dentro e acima da camada superficial.

Segundo BUSINGER (1973), BISCOE et al. (1975) o fluxo vertical, está associado ao coeficiente de difusão turbulenta ( $K_c$ ) relativo ao constituinte e ao seu gradiente de concentração por analogia a lei de Fick (difusão molecular → difusão turbulenta):

$$F_c = -K_c \frac{\partial C}{\partial z} \quad (8)$$

onde  $F_c$  é o fluxo de CO<sub>2</sub> ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $K_c$  é o coeficiente de difusividade turbulenta ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ),  $\partial C/\partial z$  é o gradiente vertical da concentração de CO<sub>2</sub>,  $z$  é a altura a partir da superfície do solo (m).

O método também é conhecido por método do fluxo-gradiente abaixo (“down gradient flux”, em inglês), pois, o sinal negativo é adotado para que se obtenha fluxos positivos quando direcionados para regiões de valores mais baixos.

De acordo com LAIKTMAN et al. (1970), a velocidade do vento  $V$  muda com a altura  $z$  (altura a partir da superfície do solo) de acordo com a lei logarítmica:

$$V = \frac{u^*}{X} \ln \frac{z}{z_0} \quad (9)$$

onde  $u^*$  é a “velocidade dinâmica” (velocidade de fricção), ligada com o estresse friccional  $\tau$  pela fórmula:

$$\tau = \rho u_*^2 = X \left( \frac{dV}{dz} \right)_{z=z_0} \quad (10)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar,  $X$  uma constante adimensional (Von Karman) igual a 0,41 e  $z_0$  é a rugosidade da superfície subsequente.

O coeficiente turbulento  $K_c$  à altura  $z$  é:

$$K_c = Xu^* z \quad (11)$$

De acordo com (9), tem-se:

$$K_c = \frac{X^2 V_1}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} z \quad \text{ou} \quad K_c = \frac{X^2 (V_2 - V_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)} z \quad (12)$$

onde  $V_1$  é a velocidade do vento no nível  $z_1$ , e  $V_2$  a velocidade do vento no nível  $z_2$ .

### 2. 7. 1. Método de Covariância de Vórtices Turbulentos

O método de covariância de vórtices turbulentos foi desenvolvido por Swinbank em 1951, mas apenas recentemente, com o surgimento de sistemas de aquisição, processamento e armazenamento de dados rápidos o suficiente para a aplicação adequada do método é que sua utilização tornou-se possível com mais eficiência. Este método permite que fluxos de gases ou calor entre uma superfície e a atmosfera sejam medidos diretamente, com sensores localizados em um único ponto acima da superfície, e sem a necessidade de distribuir vários sensores ao longo de um perfil, RUIMY et al. (1995); JONES (1992).

O método de covariância de vórtices turbulentos tem um corpo teórico que se baseia no princípio de que a transferência de fluxo (calor) e/ou massa entre a superfície e a atmosfera ocorre de duas maneiras:

1º) Por simples difusão.

2º) Por transporte turbulento.

No primeiro caso, sempre que há formação de gradientes de concentração de gases ou calor (a força motriz da difusão) o ar está parado, ou seja, quando não há vento. Entretanto, o ar próximo à superfície quase nunca está parado. Além do deslocamento horizontal do vento, existem muitos movimentos randômicos de pequenos “pacotes” de ar.

O processo de convecção produz vórtices turbulentos como resultado das forças de atrito que agem entre a superfície e o vento. O tamanho destes vórtices varia com algumas características da superfície (topografia, distribuição da vegetação, etc), mas, eles têm a tendência de serem maiores quanto maiores forem suas alturas em relação à superfície e seu tamanho é inversamente proporcional a sua velocidade. O transporte turbulento é muito mais rápido do que o transporte por difusão, por isso, as trocas de massa e calor entre a superfície e a atmosfera são, essencialmente, feitas por transferência turbulenta (JONES, 1992).

Estes fluxos ocorrem e são mensuráveis dentro da camada limite. Considera-se um ponto qualquer dentro desta camada sobre a cobertura vegetal, e em qualquer instante o ar estará em movimento (em todas as direções), em consequência do movimento randômico dos vórtices. No interior da camada limite assume-se que os fluxos laterais e horizontais de massa e calor são nulos. Essa posição baseia-se no fato observável que as variações mais pronunciadas de uma propriedade do fluido acontecem na direção normal à superfície sólida; no caso dos fluidos geofísicos essa aproximação consiste em desprezar na força de atrito (turbulenta) as variações horizontais (LEMES & MOURA, 2002).

O fluxo turbulento, em qualquer escala, pode ser escrito por:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (13)$$



onde  $F_c$  é a densidade de fluxo do escalar  $c$ ,  $w$  é a velocidade vertical do vento e  $\rho_c$  é a densidade, ou concentração, do escalar  $c$ . A barra acima do termo indica a média do produto sobre o intervalo de amostragem.

O valor da velocidade do vento pode ser expresso em relação ao seu valor médio e ao quanto ele se encontra deslocado da média naquele determinado instante. Então, pode-se definir a velocidade do vento como:

$$w = \overline{w} + w' \quad (14)$$

em que  $\overline{w}$  é o valor médio da velocidade vertical do vento e  $w'$  é a flutuação em relação à média em um determinado instante.

Analogamente, define-se a concentração de um gás como:

$$\rho = \overline{\rho_c} + \rho'_c \quad (15)$$

Reescrevendo a equação (8) e fazendo uso das equações (14) e (15), obtém-se:

$$F_c = \overline{w\rho_c} + \overline{w'\rho'_c} \quad (16)$$

mostrando que o fluxo vertical total de qualquer escalar é a soma de um fluxo vertical médio  $\overline{w\rho_c}$  e um fluxo de vórtice  $\overline{w'\rho'_c}$ .

Segundo RANNIK & VESALA (1999) o método de covariância de vórtices turbulentos é o mais utilizado para estimar as trocas de massa e energia entre os ecossistemas e a atmosfera, entretanto, esse método é falho quando existe a ausência de vento (ou este possui velocidade tão pequena que a turbulência gerada por ele não é percebida pelos sensores). Mudanças nas circunstâncias meteorológicas, por

exemplo, podem acarretar em subestimação ou superestimação dos fluxos de massa e de energia.

Realizando estudos em uma floresta localizada no sul da Finlândia, com sensores instalados a 10 m acima da copa das árvores, RANNIK & VESALA (1999) concluíram que ao escolher uma constante de tempo suficientemente longa (800 s) foi possível minimizar erros sistemáticos no cálculo dos fluxos, tornando esses erros não significativos.

## 2. 8. BOOTSTRAP

As metodologias para análises estatísticas conhecidas como computacionalmente intensivas, vêm sendo cada vez mais utilizadas, devido à atual capacidade de processamento das máquinas (“hardware”), e pelo desenvolvimento de programas de computadores (“software”) capazes de processar e armazenar grandes conjuntos de dados, com qualidade, precisão e alta velocidade. Dentre essas metodologias, pode-se destacar o “bootstrap”.

O “bootstrap” é uma técnica estatística computacionalmente intensiva usada para estimar e avaliar a variabilidade. Esta técnica foi introduzida por Bradley Efron como abordagem ao cálculo de intervalos de confiança de parâmetros, em circunstância em que outras técnicas não são aplicáveis, em particular no caso em que o número de amostras é reduzido, e, por isso esta técnica é usada para solucionar problemas de difícil resolução através de técnicas tradicionais baseadas na hipótese de um elevado número de amostras.

O princípio *sine qua non* desta técnica é que a amostra “bootstrap” é retirada da amostra original com reposição LAVORANTI (2003). As observações são escolhidas de forma aleatória e as estimativas re-calculadas. Os conceitos básicos, propriedades teóricas e aplicações podem ser encontrados em EFRON & TIBISHIRANI (1993).

O “bootstrap” pode ser usado tanto na estatística não-paramétrica quanto na estatística paramétrica. No caso não-paramétrico, o método “bootstrap” reamostra os dados com reposição, de acordo com uma distribuição empírica estimada, tendo em vista que, em geral, não se conhece a distribuição subjacente aos dados. No caso

paramétrico, quando se tem informação suficiente sobre a forma da distribuição dos dados, a amostra “bootstrap” é formada realizando-se a amostragem diretamente nessa distribuição com os parâmetros desconhecidos substituídos por estimativas paramétricas. A distribuição da estatística de interesse aplicada aos valores da amostra “bootstrap” condicional aos dados observados, é definida como a distribuição “bootstrap” dessa estatística (LAVORANTI, 2003).

Uma vez que não se dispõe de toda a população de amostras (observações) faz-se o melhor com o que se dispõe que é o conjunto amostra

$$X = (X_1, X_2, \dots, X_N) \quad (17)$$

onde  $X$  é o conjunto amostra contendo  $N$  observações. Então tomam-se  $B$  amostras bootstrap  $X^{*(1)}, X^{*(2)}, \dots, X^{*(B)}$  iid de comprimento  $N$  cada. Na terminologia de bootstrapping as  $B$  amostras iid construídas a partir da população finita  $(X_1, X_2, \dots, X_N)$  corresponde a amostrar com substituição a partir do conjunto  $X$ .

A técnica “bootstrapping” é muito usada para estimar erro padrão e desvios, teste de hipóteses e calcular intervalos de confiança. Para estimar erro padrão e desvios realiza-se entre 50 a 100 replicações (reamostragens com repetição). Para calcular intervalo de confiança (CI), usualmente faz-se 1000 replicações (DIACONIS & EFRON, 1998).

Usando a técnica “bootstrapping” para a determinação de intervalo de confiança ( $\pm 95\%$  CI), PRIANTE FILHO et al., (2004), estimaram o total diário das concentrações de massa ( $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$  vapor), as trocas líquidas de carbono (NEE), medidas micrometeorológicas (temperatura do ar, radiação global), umidade do solo, fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (Le).

Do mesmo modo, VOURLITIS et al., (2001) fizeram uso do “bootstrap” para estimar as trocas líquidas de carbono (NEE) ao meio dia, assim como, o seu total diário.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

Este estudo foi desenvolvido em uma área localizada a aproximadamente, 50 km NE de Sinop, Mato Grosso, Brasil ( $11^{\circ}24.75'S$ :  $55^{\circ}19.50'W$ ), no período de agosto a dezembro de 2002. Nesta área foi instalada uma torre meteorológica de 40 metros de altura para o monitoramento micrometeorológico (Figura 2).

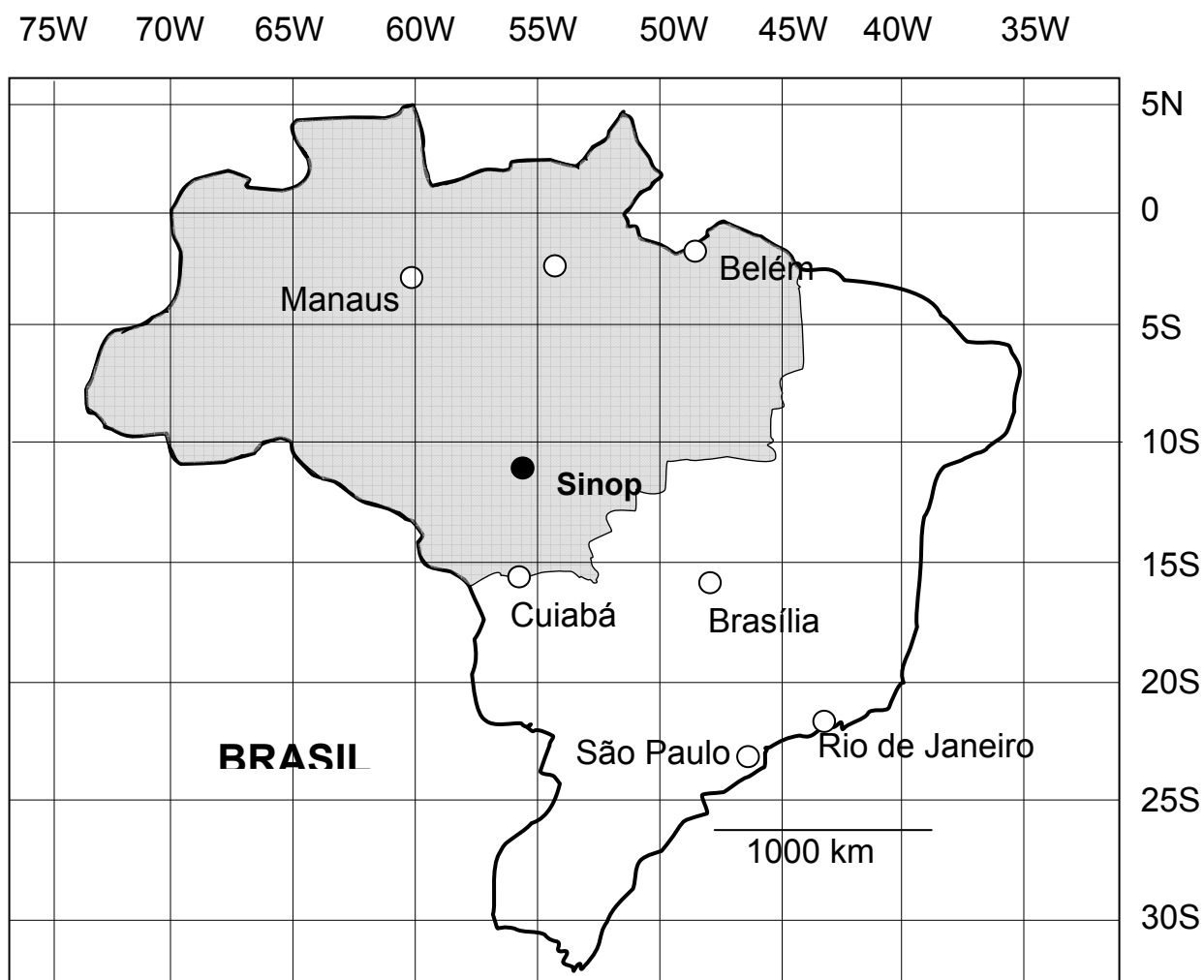


Figura 2 – Localização da área de estudo – Sinop, Mato Grosso, Brasil.  
Fonte: VOURLITIS et al. (2001).

A região monitorada é formada por uma floresta madura e intacta de altura de 28 m, em terreno plano, aproximadamente, a 400 m do nível do mar. Trata-se de área de transição entre floresta tropical úmida e o cerrado (a savana brasileira), EITEN (1972).

A vegetação consiste de algumas árvores características da floresta de transição em Mato Grosso, assim como *Qualea sp.*, *Vochysia sp.*, *Ocotea sp.*, e *Mezilaurus itauba*, VOURLITIS et al. (2001). É preciso salientar também que as características climatológicas da floresta de transição são similares à precipitação de floresta e cerrado, entretanto, a região de floresta de transição recebe aproximadamente 200 mm menos de precipitação anual que a floresta tropical úmida e 500 mm mais precipitação que o cerrado, VOURLITIS et al. (2002).

A temperatura média anual nesta área de Sinop é de 24 °C com pequena variação nas estações, e uma precipitação média anual de 2000 mm com quatro meses de estação seca entre os meses de junho a setembro (VOURLITIS et al., 2002). Aproximadamente a metade da precipitação anual ocorre entre os meses de dezembro a fevereiro, enquanto que, historicamente, apenas 1% das chuvas acontecem entre os meses de junho a agosto (Tabela 2). As chuvas em Sinop ocorreram, em média, 97 mm em 2002 contra 190 mm em 2000-2001 e 180 mm na média dos últimos 30 anos para o período em estudo nesta pesquisa, de agosto a dezembro (Tabela 2). Aproximadamente, o déficit de precipitação ocorreu durante a transição da estação seca para a estação úmida, formada pelos meses de setembro, outubro e novembro (Figura 3).

Tabela 2 – Total mensal de precipitação para 2000-2002 em Sinop-MT

Sinop/MT			
Mês	2002	2000-2001	Média dos últimos 30 anos
<b>Janeiro</b>	360*	363	320
<b>Fevereiro</b>	407	277	347
<b>Março</b>	255	345	266
<b>Abril</b>	116	72	139
<b>Mai</b>	5	0	45
<b>Junho</b>	0	0	15
<b>Julho</b>	18	0	3
<b>Agosto</b>	0	3	10
<b>Setembro</b>	13	134	71
<b>Outubro</b>	54*	136	189
<b>Novembro</b>	183*	309	267
<b>Dezembro</b>	235*	367	365
<b>Total</b>	1645	2006	2037

\* Valores estimados em função da umidade do solo a profundidade de 0-30 cm.  $LN(\text{precipitação} + 1) = [189,04 \times LN(\text{umidade do solo} + 1) - 3,25]$   
 $R^2 = 0,85$ . LN (logaritmo neperiano)

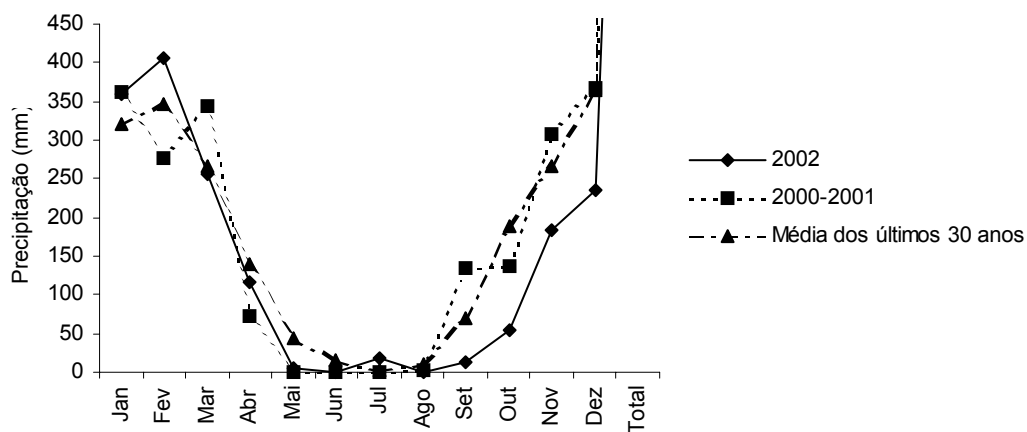


Figura 3 – Total de precipitação mensal de janeiro a dezembro de 2002.

O solo perto da torre em Sinop foi caracterizado como Neossolo Quartizarênico Órtico típico A moderado álico. É um solo de textura bastante arenosa com 84% areia, 4% silte, 12% argila na camada superior do solo (50cm).

Este solo tem alta porosidade e capacidade de drenagem rápida da água das chuvas, que se dá entre quatro e sete dias (PRIANTE FILHO et al., 2004).

## **3. 2. COLETA DE DADOS MICROMETEOROLÓGICOS**

### **3. 2. 1. Descrição geral**

Para a aquisição dos dados micrometeorológicos foi empregado um sistema de covariância de vórtices turbulentos composto por um analisador de gás infravermelho de circuito aberto (IRGA, Figura 4, Quadro 1) usado para medir as concentrações de CO<sub>2</sub> e vapor de H<sub>2</sub>O, um anemômetro-termômetro sônico tri-dimensional que mede a velocidade do vento nos três eixos ortogonais e as temperaturas médias (Figura 4, Quadro 1), um conversor/controlador de analógico para digital, que recebe o sinal analógico do analisador de gás infravermelho e sincroniza-o com o sinal digital do anemômetro-termômetro sônico (“Data Packer”), sincronizando, então, as ondas de tensão. Esse sincronizador (Figura 5, Quadro 1) envia para um “palmtop” HP200LX, na frequência de 10 Hz dados medidos de 0,1 em 0,1 segundos.

Os sensores do sistema de covariância de vórtices turbulentos foram instalados no alto da torre a 42 m do nível do solo e a 12-14 m do dossel da floresta (Figura 6) e foram orientados acima da camada laminar dos ventos e no meio da camada de turbulência (PRIANTE FILHO et al., 2004).

A altura e a densidade do dossel causaram uma estocagem de CO<sub>2</sub> abaixo da copa das árvores durante os momentos de baixa turbulência. Para a avaliação deste CO<sub>2</sub> estocado, amostras de ar foram capturadas a 1, 4, 12, 20 e 28 m acima do nível do solo usando uma bomba de diafragma, um solenóide com chave de deslocamento e um analisador de circuito fechado (Figura 7, Quadro 1), que mediu as taxas de variação das concentrações de CO<sub>2</sub> entre a superfície do solo e os sensores instalados no alto da torre (PRIANTE FILHO et al., 2004). Para curtos períodos de falhas no sistema, o estoque de CO<sub>2</sub> foi estimado a partir das medidas feitas no alto da torre (HOLLINGER et al., 1994).



Figura 4 – Foto do anemômetro sônico e analisador de gás de circuito aberto.

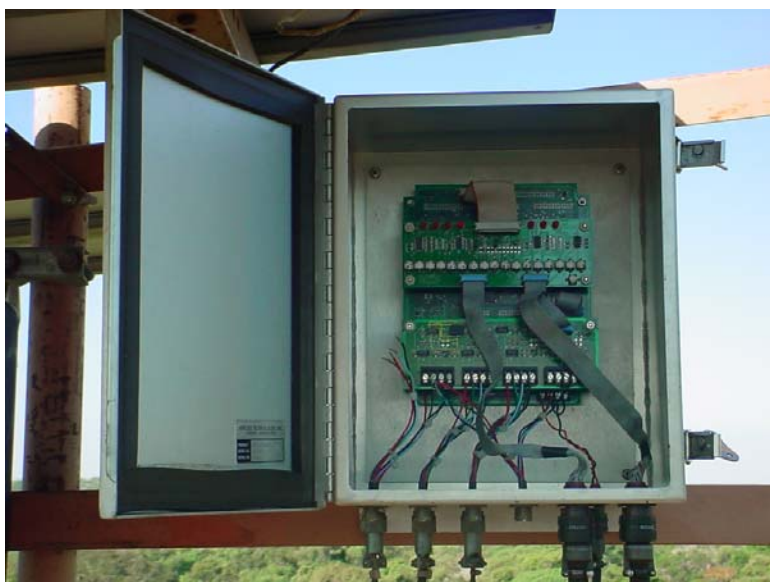


Figura 5 – Foto do Data Packer





Figura 6 – Foto da torre em Sinop-MT



Figura 7 – Analisador de gás de circuito fechado

Quadro 1 – Descrição dos equipamentos:

<b>Equipamento</b>	<b>Variável medida</b>	<b>Unidade</b>	<b>Descrição do equipamento</b>
Anemômetro-termômetro sônico tridimensional	Velocidade do vento e temperatura	$m\ s^{-1}$ e $^{\circ}C$	SWS-211/3k, Applied Technologies Inc., Boulder, CO, USA
Analizador de gás infravermelho (IRGA)	Concentração de $CO_2$ , vapor de $H_2O$ e temperatura	Volts	(NOAA-ATDD, Oak Ridge, TN, USA
Analizador de gás de circuito fechado	Concentração de $CO_2$ e vapor de $H_2O$	ppm	LI-6251, LI-COR, Inc. Lincoln, NE, USA
Gerador portátil de ponto de orvalho	-	-	LI-610, LI-COR, Inc. Lincoln, NE, USA

O analisador de gás de circuito aberto que mediu as concentrações de  $CO_2$  e vapor de  $H_2O$ , foi calibrado a cada 2-4 semanas usando dois cilindros contendo gás padrão ( $CO_2$ ) com as concentrações de  $300\ \mu mol.mol^{-1}$ ,  $400\ \mu mol.mol^{-1}$  e um gerador portátil de ponto de orvalho. Essas calibrações se fizeram necessárias para a conversão de voltagens médias em concentrações de  $CO_2$  ( $\mu mol.mol^{-1}$ ) e vapor de  $H_2O$  (KPa).

O analisador de gás de circuito fechado que mediu as concentrações de  $CO_2$  e  $H_2O$  vapor nas alturas de 1, 4, 12, 20 e 28 m acima do solo, foi calibrado a cada 3 meses usando um cilindro contendo  $N_2$  com concentração de  $350\ \mu mol.mol^{-1}$ , para zerar as concentrações de  $CO_2$  e vapor de  $H_2O$  no equipamento e um medidor de vazão, que assegurou que a vazão não ultrapassasse a  $1\ L\ min^{-1}$ .

### 3.2.2. Cálculo dos Fluxos de $CO_2$ e Energia

As flutuações de  $CO_2$ , calor sensível (H) e calor latente (Le) brutos foram computadas e produzidas como voltagens médias, sendo armazenadas em um “palmtop” HP200LX, em formato binário. Os dados foram processados em um programa CHART VG.C denominado FLUX que calculou esses dados com médias móveis de 200 s e com médias móveis de 800 s, e os armazenou em médias de 30 minutos. O programa FLUX foi disponibilizado pelo Prof<sup>o</sup>. Dr. George Vourlitis da

Universidade de San Marcos, na Califórnia-EUA e modificado pelo grupo de pesquisas em Física e Meio Ambiente da Universidade Federal de Mato Grosso. Segundo RANNIK & VESALA (1999), constantes de tempo mais longas (800 s) minimizariam os erros na estimação dos fluxos turbulentos de baixa frequência.

### 3.2.3. Rejeição de Dados

Falhas nos sensores, ausência de vento ou falhas na infra-estrutura da torre provocaram colapsos na coleta dos dados, tais falhas não foram estimadas, conforme sugerido por PRIANTE FILHO et al. (2004), pois, ao substituir as falhas por estimativas, estas poderiam transportar os erros padronizados contidos nas estimativas, adicionando-os aos erros padronizados das estatísticas de avaliação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e de energia processados com médias móveis de 200 e 800 s. Foram rejeitados os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia em que a velocidade friccional ou laminar foi menor que 0,25 m s<sup>-1</sup>, pois neste caso os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia não são independentes da velocidade de fricção. Em momentos de baixa velocidade do vento, a concentração de CO<sub>2</sub> pode acumular abaixo do dossel da floresta e pode estar fora da advecção horizontal (GOULDEN et al., 1996; MONCRIEFF et al., 1996). Foram, também, rejeitados os fluxos (de CO<sub>2</sub>, H e Le) quando estes alcançaram valores maiores que a própria constante solar (1367 W m<sup>-2</sup>).

### 3.2.4. Tratamento dos Dados

Os fluxos foram agrupados, aos pares por estação: CO<sub>2</sub> 200 s com CO<sub>2</sub> 800 s, e o mesmo procedimento para H e Le. A estação seca (agosto-2002), a estação de transição da seca para úmida (setembro, outubro e novembro-2002) e estação úmida (dezembro-2002).

Assim, agrupados por estação, esses dados foram comparados estatisticamente através do teste *t*, de Student, considerando a hipótese  $H_0: \mu_1 = \mu_2$  para um nível de significância de 5%. Tal procedimento foi replicado (reamostragem randômica com reposição) inúmeras vezes com emprego da técnica “bootstrap”, obtendo o intervalo de confiança (CI).

Para a determinação dos intervalos de confiança dos valores da estatística  $t$ , foi utilizada a técnica de “bootstrapping” na qual os conjuntos diários de pares temporais com médias móveis de 200s e 800s (fossem eles pares de CO<sub>2</sub>, H ou Le, nas três estações investigadas nessa pesquisa), tinham seus valores  $t$  calculados.

Assim, por reamostragem randômica, com reposição, era gerada uma nova população de pares para a determinação de um novo  $t$ . Este procedimento foi repetido mil vezes (DIACONIS & EFRON, 1998), gerando uma população de  $t$ , obtidos por reamostragem aleatória com reposição, das quais foram calculados os percentis para um intervalo de confiança de 95%. Para isso utilizou-se o programa “Resampling Software” (Resampling Stats, Inc).

Foi obtido, para efeito de análise o coeficiente de correlação ( $r$ ) para cada um dos conjuntos de pares de CO<sub>2</sub>, H e Le em cada uma das estações estudadas nesta pesquisa. Também foi usado o método “bootstrap” para a reamostragem randômica com repetição. Este procedimento foi repetido mil vezes e foram calculados os percentis para um intervalo de confiança de 95% e, para este ato, foi utilizado o programa “Resampling Software” (Resampling Stats, Inc).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Tabela 3 indica o resultado das estatísticas  $t$  para os pares de fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le), todos processados com médias móveis de 200 s e 800 s. Para a estação seca, constatou-se uma diferença significativa entre os dois processos de cálculo dos fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le) (Tabela 3), confirmando RANNIK & VESALA (1999). Entretanto, para as demais estações, ambos os processos de cálculo forneceram valores similares dos referidos fluxos (Tabela 3), diferindo dos resultados obtidos por RANNIK & VESALA (1999).

Tabela 3 – Estatística  $t$  para os fluxos de CO<sub>2</sub>, H e Le – agosto a dezembro de 2002

Estação	Variáveis	Fluxos Médios		Variâncias		$t$
		200 s	800 s	200 s	800 s	
Seca	CO <sub>2</sub>	-6,60	-5,13	46,87	32,87	-6,23**
	H	78,66	73,23	3469,37	4177,54	2,39*
	Le	278,71	262,7	29710,16	26973,27	2,34*
Seca/Úmida	CO <sub>2</sub>	-3,98	-3,98	64,10	38,14	0,01
	H	80,62	78,53	5103,34	5754,94	0,43
	Le	200,21	197,32	18664,88	21961,06	0,29
Úmida	CO <sub>2</sub>	-5,42	-5,60	73,36	89,59	0,16
	H	82,46	80,96	5146,88	6101,48	0,23
	Le	324,81	336,37	43756,22	51612,39	-0,60

\*\* Significativo ao nível de 1%

\* Significativo ao nível de 5%

RANNIK & VESALA (1999) afirmaram que o método de covariância de vórtices turbulentos perde eficiência quando existe a ausência de vento (ou este possui velocidade tão pequena que a turbulência gerada por ele não é percebida pelos sensores). A velocidade do vento influi diretamente na capacidade que esse sistema tem em estimar os fluxos de CO<sub>2</sub> e energia. A Tabela 4 indica as velocidades médias, máximas e mínimas do vento durante as diferentes estações estudadas.

As razões pelas quais a estação seca foi a única a apresentar uma diferença significativa entre os fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le), podem ser explicadas pela melhor eficiência que o sistema de covariância de vórtices

turbulentos tem quando a velocidade do vento é mais elevada. O  $u$  médio da estação seca foi de  $2,47 \text{ m s}^{-1}$  para o tempo de amostragem de 200 s e de  $2,52 \text{ m s}^{-1}$  para 800 s, enquanto a transição da estação seca para úmida e a estação úmida apresentaram  $2,62 \text{ m s}^{-1}$  e  $2,36 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente, para o tempo de amostragem de 200 s e  $2,64 \text{ m s}^{-1}$  e  $2,41 \text{ m s}^{-1}$ , para 800 s (Tabela 4). Embora o  $u$  médio para estação úmida, quaisquer que fossem os tempos de amostragem, fosse menor que o valor de  $u$  médio para a estação seca, os seus valores máximos e mínimos nessa estação foram de  $0,27 \text{ m s}^{-1}$  para o tempo de amostragem de 200 s e de  $4,16 \text{ m s}^{-1}$  para 800 s, contra  $0,58 \text{ m s}^{-1}$  para o tempo de amostragem de 200 s e  $5,00 \text{ m s}^{-1}$  para 800 s para a estação úmida (Tabela 4). O menor valor de  $u$  para o tempo de amostragem de 200 s da estação úmida é maior que o da estação seca (pouco mais que o dobro). A diferença entre os maiores valores de  $u$  da estação seca e da estação úmida é  $0,84 \text{ m s}^{-1}$  (Tabela 4). Em relação aos valores de  $u$  verificados para o tempo de amostragem de 800 s, embora o valor mínimo da estação seca seja maior que o seu respectivo par da estação úmida, a diferença entre os dois é de  $0,39 \text{ m s}^{-1}$ , enquanto que a diferença entre os maiores valores de  $u$  da estação seca e da estação úmida foi de  $0,84 \text{ m s}^{-1}$  (Tabela 4).

Tabela 4 – Valores das velocidades médias, máximas e mínimas do vento processadas com médias móveis obtidas com tempos de amostragem de 200 e 800 s (agosto a dezembro de 2002).

Estação	Tempo de Amostragem	menor $u$	$u$ médio	maior $u$
Seca	200 s	$0,27 \text{ m s}^{-1}$	$2,47 \text{ m s}^{-1}$	$4,16 \text{ m s}^{-1}$
	800 s	$1,23 \text{ m s}^{-1}$	$2,52 \text{ m s}^{-1}$	$4,21 \text{ m s}^{-1}$
Seca/Úmida	200 s	$0,29 \text{ m s}^{-1}$	$2,62 \text{ m s}^{-1}$	$4,33 \text{ m s}^{-1}$
	800 s	$0,95 \text{ m s}^{-1}$	$2,64 \text{ m s}^{-1}$	$4,38 \text{ m s}^{-1}$
Úmida	200 s	$0,58 \text{ m s}^{-1}$	$2,36 \text{ m s}^{-1}$	$5,00 \text{ m s}^{-1}$
	800 s	$0,84 \text{ m s}^{-1}$	$2,41 \text{ m s}^{-1}$	$5,00 \text{ m s}^{-1}$

Os valores da velocidade do vento obtidos nesta pesquisa foram comparados com os valores obtidos por VOURLITIS et al (2002). Tais valores estão na mesma ordem de grandeza, conforme indica a Tabela 5.

Tabela 5 – Valores médios da velocidade do vento ( $u$ ) processados com médias móveis de 200 e 800 segundos e valores da velocidade do vento obtidos por VOURLITIS et al (2002)

<b>Estação</b>	<b><math>u</math> 200s</b>	<b><math>u</math> 800s</b>	<b><math>u</math> (VOURLITIS et al (2002))</b>
Seca	2,47 m s <sup>-1</sup>	2,52 m s <sup>-1</sup>	2,38 m s <sup>-1</sup>
Seca/Úmida	2,62 m s <sup>-1</sup>	2,64 m s <sup>-1</sup>	2,13 m s <sup>-1</sup>
Úmida	2,36 m s <sup>-1</sup>	2,41 m s <sup>-1</sup>	1,69 m s <sup>-1</sup>

Todas estas informações sobre a velocidade do vento dão lastro ao fato da estação seca ter sido a única a apresentar diferença significativa entre os fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le) processados com médias móveis de 200 s e 800 s. Entretanto, RANNIK & VESALA (1999) encontraram erros de subestimação sistemáticas de diferentes tempos de amostragens de 200s e 450s, o que indicaria que, tomando como análise de 200 e 800 segundos, encontraríamos em todas as estações diferenças significativas. O que não ocorreu em nossa pesquisa. A Tabela 6 mostra a porcentagem dos erros de subestimação calculados por RANNIK & VESALA (1999).

Tabela 6 – erros de subestimação encontrados por RANNIK & VESALA (1999) para os fluxos de CO<sub>2</sub> e calor sensível (H) com diferentes tempos de amostragem (200s, 450s e 1000s)

<b>Fluxos</b>	<b>200s</b>	<b>450s</b>	<b>1000s</b>
CO <sub>2</sub>	14,60%	7,40%	NS
H	12,60%	6,10%	1,90%

NS: Não significativo

Os resultados dos fluxos de CO<sub>2</sub> e energia encontrados através das médias móveis de 200 e 800 s foram comparados com os resultados de PRIANTE FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002), ambos autores desenvolveram pesquisas na mesma área de estudos desta pesquisa. Os resultados indicaram que para a estação seca, os fluxos de CO<sub>2</sub>, tanto de 200 s como de 800 s estavam na mesma ordem de grandeza dos resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002), indicando que a floresta de transição foi um sumidouro do CO<sub>2</sub> atmosférico durante a estação seca (Tabelas 7 e 8). Para a transição da estação seca para a estação úmida, enquanto os resultados de PRIANTE FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002) indicaram que a floresta de transição foi uma fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, em oposição, esta pesquisa indicou a mesma floresta foi um sumidouro para o CO<sub>2</sub> (Tabelas 7 e 8). Para estação úmida os resultados desta pesquisa estavam na mesma ordem de grandeza dos resultados apresentados por VOURLITIS et al (2002), ou seja, indicando ser a floresta um sumidouro de CO<sub>2</sub>, em oposição, PRIANTE FILHO et al. (2004) indicou ser a floresta uma fonte deste gás (Tabelas 7 e 8).

Os fluxos de calor sensível de 200 e 800 s foram menores que os resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004) para estação seca. Os mesmos fluxos foram maiores que os resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004) durante a estação úmida. Durante a transição da estação seca para a estação úmida, os resultados desta pesquisa estavam na mesma ordem de grandeza dos resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004) (Tabelas 7 e 8).

Todos resultados de calor latente , tanto de 200 s como de 800 s, foram menores que os resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004), em todos os períodos desta pesquisa (Tabelas 7 e 8).



Tabela 7 – fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le) processados com médias móveis de 200 segundos de agosto a dezembro de 2002 em comparação com resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002)

<b>Estação</b>	<b>Fluxos</b>	<b>Este estudo</b>	<b>PRIANTE FILHO et al (2004)</b>	<b>VOURLITIS et al (2001)</b>
Seca	CO <sub>2</sub>	-6,60 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	-6,35 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	-8,00 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	H	78,66 $\text{W m}^{-2}$	93,74 $\text{W m}^{-2}$	-
	Le	278,7 $\text{W m}^{-2}$	1041,66 $\text{W m}^{-2}$	-
Seca/Úmida	CO <sub>2</sub>	-3,98 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	11,18 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	10,42 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	H	80,62 $\text{W m}^{-2}$	83,33 $\text{W m}^{-2}$	-
	Le	200,20 $\text{W m}^{-2}$	458,37 $\text{W m}^{-2}$	-
Úmida	CO <sub>2</sub>	-5,42 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	2,31 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	-2,55 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	H	82,46 $\text{W m}^{-2}$	64,80 $\text{W m}^{-2}$	-
	Le	324,80 $\text{W m}^{-2}$	435,18 $\text{W m}^{-2}$	-

Tabela 8 – fluxos de CO<sub>2</sub>, calor sensível (H) e calor latente (Le) processados com médias móveis de 800 segundos de agosto a dezembro de 2002 em comparação com resultados apresentados por PRIANTE FILHO et al. (2004) e VOURLITIS et al (2002)

<b>Estação</b>	<b>Fluxos</b>	<b>Este estudo</b>	<b>PRIANTE FILHO et al (2004)</b>	<b>VOURLITIS et al (2001)</b>
Seca	CO <sub>2</sub>	-5,13 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	-6,35 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	-8,00 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	H	73,23 $\text{W m}^{-2}$	93,74 $\text{W m}^{-2}$	-
	Le	262,70 $\text{W m}^{-2}$	1041,66 $\text{W m}^{-2}$	-
Seca/Úmida	CO <sub>2</sub>	-3,98 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	11,18 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	10,42 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	H	78,53 $\text{W m}^{-2}$	83,33 $\text{W m}^{-2}$	-
	Le	197,32 $\text{W m}^{-2}$	458,37 $\text{W m}^{-2}$	-
Úmida	CO <sub>2</sub>	-5,60 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	2,31 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	-2,55 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	H	80,96 $\text{W m}^{-2}$	64,80 $\text{W m}^{-2}$	-
	Le	336,37 $\text{W m}^{-2}$	435,18 $\text{W m}^{-2}$	-

## 5. CONCLUSÃO

Na área de floresta de transição, localizada próxima a Sinop-MT, durante a estação seca em 2002, os fluxos de dióxido de carbono, de calor sensível e de calor latente, processados com médias móveis de 800 segundos, foram significativamente diferentes de seus respectivos pares, processados com médias móveis de 200 segundos.

Para a transição da estação seca para úmida, os fluxos processados com 800 segundos ( $\text{CO}_2$ , H e Le) não diferiram significativamente dos seus respectivos pares, processados com médias móveis de 200 segundos.

Na estação úmida, embora tenha existido grande variabilidade, os fluxos processados com médias móveis de 800 segundos e os fluxos processados com médias móveis de 200 segundos não apresentaram diferenças significativas entre si.

## 6. BIBLIOGRAFIA

### 6.1 BIBLIOGRAFIA CITADA

ALVO, P., DESJARDINS, R.C., SHUEPP, P.H. et al., Aircraft measurements of CO<sub>2</sub> exchange over various ecosystems, **Boundary Layer Meteorology**, v. 29, pp. 167-183, 1984.

BISCOE, P.V., CLARK, J. A., GREGSON, K. et al. **Barley and its environment**. J. Appl. Ecol., v. 12, pp. 227-257. 1975.

BUSINGER, J. A. **Turbulent transfer in the atmospheric surface layer**. In: **Workshop on micrometeorology**. Amer. Meteor. Soc. Boston, U.S.A. pp. 67-100. 1973.

CAPRA, Fritjof. **A teia da vida. Uma nova compreensão científica dos sistemas vivos**. São Paulo, Cultrix, 1996. 256p.

CULF, A. D., FISCH, G., MALHI, Y. et al. **The influence of the atmospheric boundary layer on carbon dioxide concentrations over a tropical forest**, **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 85, pp. 149-158. 1997.

DELMAS, R.A., SERVANR, J., TATHY, J. P. et al. Sources and sinks of methane and carbon dioxide exchanges in mountain forest in equatorial Africa. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D6, pp. 6169-6179. 1992.

DESJARDINS, R.L., BRACK, E.J., ALVO, P. et al. **Aircraft monitoring of surface carbon dioxide exchange**. Science, v. 216, pp. 733-735. 1982.

DIACONIS, P, and EFRON, B. Computer intensive methods in statistics, **Scientific American**, 248(5), 116-130, 1998.

EITEN, G. The Cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, 38, 201-341, 1972.

FAN, S. M., WOFSEY, S. C., BAKWIN, P. S. et al. Atmosphere-Biosphere Exchange of CO<sub>2</sub> and in the Central Amazon. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10 (Sept), pp. 16851-16864. 1990.

FEARNSIDE, P. M; Leal, N; Fernandes, FM. Rainforest burning and the global carbon budget: biomass, combustion efficiency and charcoal formation in the Brazilian Amazon. **Journal of Geophysical Research**. 98 (D9): 16,733 –17,743. 1993.

FEARNSIDE, P. M. Global warming and tropical land use change: greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition, and soils in forest conversion, shifting cultivation, and secondary vegetation. **Climatic Change**, 46, 115-158, 2000.

FISCH, G., 1995. **Camada Limite Amazônica: Aspectos observacionais e de modelagem**. Tese (Doutorado) - INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 1995.

GARRAT, J.R., **The atmospheric Boundary**. Cambridge, Cambridge University press, 1992.

GOULDEN, M.L, et al. measurements of carbon sequestration of long-term covariance methods and critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, 2, 168-182, 1996.

GOREAU, T.J., DEMELLO, W.Z. Effects of deforestation on sources and sinks of atmospheric carbon dioxide, nitrous oxide, and methane from some Amazonian biota and soils. In: **Workshop on Biogeochemistry of Tropical Rainforests: Problems for Research**, USP and WWF, Piracicaba, São Paulo, Brazil. 1985.

GRACE, J., LLOYD, J., MCINTYRE, J. et al. **Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia**. *Global Change Biology*. v. 1, pp. 1-12. 1995a.

GRACE, J., LLOYD, J., MCINTYRE, J. et al. **Carbon Dioxide Uptake by na Undisturbed Tropical Rain Forest in Southwest Amazonia, 1992 to 1993**, *Science*, v. 270, pp. 778-780. 1995b

GRACE, J., LLOYD, J., MCINTYRE, J. et al. Carbon flux over Amazon forest. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. et al. (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 17, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

GÜNTER, F. **Introdução aos problemas da Poluição Ambiental**. [Tradução de Juergen H. M. Revisão técnica de Cláudio G. F.], São Paulo, EPU-Springer: EDUSP. 1980.

HOLLINGER DY, Kelliher FM, Byers JN et al. Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and atmosphere. **Ecology**, 75, 134-150, 1994.

HONZACK, M., FOODY, G.M., LUCAS, R.M. et al. Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regeneration forest: a comparison of methodologies. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. et al. (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 21, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

IPCC. **Climate Change: The IPCC Scientific Assessment**. Cambridge, Press. London, 1995.

JONES, H. G. **Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology**. Cambridge University Press. Cambridge. 1992. 428p.

KELLER, M., KAPLAN, W.A., WOFSY, S.C. **Emissions of N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, and CO<sub>2</sub> from tropical forests soils**, J. Geophys. Res., v. 91, pp. 11791-11802. 1986.

KLINGE, H., RODRIGUES, W.A. **Litter production in na area of Amazonian terra firme forest**, Amazoniana, v. 1, pp. 287-310. 1968.

KOCH, G.W., MOONEY, H.A. **Carbon Dioxide and Terrestrial Ecosystems**. San Diego, USA, Academic Press. 1996.

KRUIJT, B., LLOYD, J., GRACE, J. et al. Sources and sinks of CO<sub>2</sub> in Rondônia tropical rainforest. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. et al. (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 19, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

LAIKTMAN, D.L., GANDIN, L.S., DANOVICH, I. I. et al. Problems in Dynamic Meteorology. In: Report WMO – No. 261, TP 146, **World Meteorological Organization**, Geneva, Switzerland. 1970.

LAURANCE, W.F, LAURANCE, S.G, Ferreira, L.V, et al. Biomass collapse in Amazonian Forest Fragments. **Science**, 278, 117-1118, 1997.

LAVORANTI, Osmir José. **Estabilidade e adaptabilidade fenotípica através da reamostragem “Bootstrap” no modelo AMMI**. 2003. 184p. (Doutorado em Agronomia – Estatística e experimentação agrônômica) – USP, São Paulo, Brasil, 2003.

LEE, J. D. **Química inorgânica não tão concisa**. São Paulo, Edgard Blucher Ltda. 527p. 1999.

LEMES, M. A. M., MOURA, A. D. **Fundamentos de Dinâmica Aplicados à Meteorologia e Oceanografia**. São José dos Campos, SP, Brasil, INPE/UNIVAP. 2002.

LEVINE, David M., BERENSON, Mark L., STEPHAN, David. Estatística. **Teoria e aplicações usando Microsoft Excel em Português**. Rio de Janeiro. JC, 2000. 811p.

LLOYD, J., GRACE, J., MIRANDA, A.C. et al. **A simple calibrated (SiC) model of Amazon rainforest productivity based na leaf biochemical properties**, *Plant, Cell and Environment*, v. 18, pp. 1129-1145. 1995.

LUCAS, R.M., CURRAN, P.J., HONZACK, M. et al. Disturbance and recovery of tropical forest: balancing the carbon account. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. et al. (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 22, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

McMILLEN, R, T, A BASIC program for eddy correlation in non-simple terrain. NOAA Technical Memorandum, ERL ARL-147, NOAA Environmental Research Laboratories, Silver Spring, MD, 32 pp, 1986.

MALHI, Y., NOBRE, A., GRACE, J. et al. Carbon Dioxide Transfer over a Central Amazonian Rain Forest, **Journal Geophysical Research**, v. 103, n. D24, pp. 31593-31612. 1998.

MEDINA, E., KLINGE, H., JORDAN, C. et al. **Soil respiration in Amazonian rain forests in the Rio Negro Basin**, *Flora*, v. 170, pp. 240-250. 1980.

MEIR, P., GRACE, J., LLOYD, J. et al. Soil respiration in a rainforest in Amazonia, and in Cerrado in Central Brazil. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J. M. et al. (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 18, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

MIRANDA, Leodete, AMORIM, Lenice. **Mato Grosso: Atlas Geográfico**. Cuiabá, Entrelinhas, 2000.

MONCRIEFF, J. B., et al. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide and water. **Global Change Biology**, 2, 231-240. 1996.

MORAN, E.F., BRONDÍZIO, E, MAUSEL, P, et al. Intergrating Amazonian vegetation, land-use, and satellite data. **BioScience**, 44m 329-338, 1994.

NEFTEL, A., MOOR, E., OESCH, R, T. et al. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO<sub>2</sub> in the last two centuries. **Nature**, v.315, pp. 45-47, 1985.

NEPSTAD, D.C, VERISSIMO, a, ALENCAR, A. et al. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, 398, 505-508, 1999.

NOBRE, C.A., SELLERS, P.J., SHUKLA. Amazon deforestation and regional climate change. **Journal of climate**, v.4, n. 10, pp. 957-988.

NOBRE, C.A., GASH, J.H.C., ROBERTS, J.M et al. Conclusions from ABRACOS. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. et al. (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 32, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

PEREIRA, Antonio Roberto, ANGELOCCI, Luiz Roberto, SENTELHAS, Paulo César. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba. Agropecuária, 2002. 478p.

PRIANTE FILHO, N., et al. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical Forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**,10, pp 863-876, 2004.

RANNIK, U, VESALA T. Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. **Boundary Layer Meteorology**, 91, 259-280, 1999.



RAVEN, Peter H. et.al. **Biologia Vegetal**. Rio de Janeiro, Guanabara Koogan S.A. 2001. 906p.

ROCHA, H.R. da, NOBRE, C.A., BONATTI, J.P. et al. **A vegetationatmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a single column model**, Q. J. Roy. Met. Soc., v. 122, pp. 567-598. 1996a.

RODHE, H., CHARSON, R., CRAWFORD, E. **Svante Arrhenius and the Greenhouse Effect**, *Ambio*, v. 26, v. 1, pp. 2-5. 1997.

RUIMY, A; Jarvis, P.G.; Baldocchi, D.D. & Saugier, B. CO<sub>2</sub> fluxes over plant canopies and solar radiation: a review. In: **Advances in Ecological Research**. M. Bergon; A.II. Fitter (eds.). Academic Press. London, 26:2-68. 1995.

SANTOS, Ednaldo Oliveira dos. **Contribuição ao estudo do fluxo de dióxido de carbono dentro da floresta amazônica**. 1999.74f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1999.

SARIEGO, J. C. **Educação Ambiental: As ameaças ao Planeta Azul**. 1 ed., Ed. Scipione. 1994.

SCHLESINGER, W.H. **Carbon balance in terrestrial detritus**, *Annu. Ver. Ecol. Systematics*, v. 8, pp. 51-81. 1977.

SELLERS, P.J., RANDALL, D.A., COLLATZ, C.J. et al. A Revised Land- Surface Parametrization (SiB2) for Atmospheric GCMs: Part I: Model Formulation, **Journal of Climate**, v. 9, pp. 676-705. 1996a.

SKOLE, D.L, TUCKER, C. J, Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: satellite data from 1978 to 1988. **Science**, 260, 1905-1910, 1993.

STULL, R. B. **Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Boston, Kluwer Academic Publishers. 1988.

SUTTON, G. **Micrometeorology**. Scientific American Get, 1964.

VIANELLO, R.L., ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, MG, Brasil, Editora da UFV. 1991.

VIEIRA, Sonia. **Estatística experimental**. São Paulo, Atlas, 1999. 185 p.

VOURLITIS, G. L., PRIANTE FILHO, N. HAYASHI M.M.S, et al. Seasonal variations in the net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of a mature Amazonian tropical transitional Forest (cerradão). **Functional Ecology**, 15, 388-395, 2001.

VOURLITIS, G. L., PRIANTE FILHO, N., HAYASHI, M.M.S. et al. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical Forest of Mato Grosso, Brazil. **Water Resources Research**, 38, 6, 2002.

WHITTAKER, R.H., LIKENS, G.E. Carbon in the biota, In: **Carbon and the biosphere**, U.S. Atomic energy commission, Washington, D.C., pp. 281-302, 1972.

WOFSEY, S.C., HARRIS, R. C., KAPLAN, W. A. Carbon Dioxide in the Atmosphere over the Amazon Basin, **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D2 (Feb.), pp. 1377-1387. 1988.

## **6.2. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA**

CASTRO, Maria Inês Malta. **Natureza e sociedade em Mato Grosso – 1850/1930**, 2001. 308p. (Doutorado em Desenvolvimento sustentável)- Centro de Desenvolvimento Sustentável. UNB, Brasília, DF, 2001.

DESJARDINS, R.L., MACPHERSON, J.L., ALVO, P. et al. Measurements of turbulent heat and CO<sub>2</sub> exchange over forests from aircraft. In: **The Forest-Atmospheric Interaction**. D. Reidel, pp. 645-658. 1985

EISBERG, Robert M., LERNER, S. Lawrence. **Física: Fundamentos e aplicações**. São Paulo. MacGraw-Hill do Brasil, 1982. 597 p.

FEARNSIDE, P. & GUIMARÃES, WM. Carbon uptake by secondary forest in Brazilian Amazonia. **Forest Ecology and Management**. 80:35-46. 1996.

FEARNSIDE, P. Amazonian deforestation and global warming: carbon stocks in vegetation replacing Brazil's Amazon forest. **Forest Ecology and Management**. 80:21-34. 1996a.

FEARNSIDE, P. Amazonia and global warming: annual balance of greenhouse gas emissions from land use change in Brazil's Amazon Region. In: **Biomass Burning and Global Change**, J.S. Levine (ed.), Vol.2: 606-617. 1996b.

FEARNSIDE, P.M. The value of human life in global warming impacts. **Mitigation and Adaptation for Global Change**. 00: 1-3. 1998.

GLIESSMAN, Stephen R. **Agroecologia: processos ecológicos em agricultura sustentável**. Porto Alegre. Ed. Universidades/UFRGS, 2001. 653p.

HAYASHI, Mauro Massao Shiota. **Estudo sobre o balanço de energia em cultura de crotalária (crotalária juncea L.)**. 2001. 73p. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical) Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2001.

KITTEL, Charles. **Curso de Física de Berkeley-Mecânica**. São Paulo. Edgard Blucher, 1973. 455p.

LEMON, E.H., ALLEN, L.H., MILLER, L. **Carbon dioxide exchange of a tropical rain forest**, Bioscience, v. II, n. 20, pp. 1054-1059. 1970.

LEUNING, R, MONCRIEFF, J. Eddy covariance CO<sub>2</sub> flux measurements using open-and closed-path CO<sub>2</sub> analyzers: corrections for analyzer water vapor sensitivity and damping fluctuations in air sampling tubes. **Boundary Layer Meteorology**, 53, 63-76, 1990.

LÉVÊQUE, Christian. **A biodiversidade**. Bauru, EDUSC, 1999. 245p.

ODUM, H.T., LUGO, A., CINTRONN, G. et al. Metabolism and evapotranspiration of some rainforest plants and soils. In: **A Tropical Rainforest, U.S. Atomic Energy Commission**. Washington, D.C., pp. 1103-1164. 1970.

OMETO, José Carlos. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo, Agronômica Ceres, 1981. 425p.

PEIXOTO, J. P., OORT, A. **Physics of Climate**. New York, U.S.A, American Institute of Physics. 1992.

PEREIRA, Enio B. Et al (orgs). **Ciências espaciais e da atmosfera na Antártica – Trabalhos do Simpósio de Serra Negra**. São Paulo, Transtec, 1995.

PRIGOGINE, Ilya. **As leis do caos**. São Paulo. Ed. Unesp, 2002.109 p.

PRIGOGINE, Ilya. O fim das certezas: tempo, caos e as leis da natureza. São Paulo. Ed. Unesp, 1996.199 p.

REVISTA AGRICULTURA TROPICAL. **Agricultura Tropical**. Cuiabá, UFMT/FAMEV. V. 6, n.1, Dez. 2002.

ROSENBERG, N.J., BLAD, B.L., VERMA, S.B. **Microclimate - the Biological environment**. 2.ed. New York: John Wiley, 1983. 495 p.

SELLERS, P.J., MINTZ, J., SUD, Y.C. et al. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models, **Journal Atmospheric Sciences**, v. 43, pp. 505-531. 1986.

SELLERS, P.J., LOS, S., TUCKER, C., et al. A Revised Land-Surface Parametrization (SiB2) for Atmospheric GCMs: Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data, **Journal of Climate**, v. 9, pp. 706-737. 1996b.

WILLMOTT, C J. **On the Evaluation of Model Performance in Physical Geography**. In: Gaile and Willmott (eds.) *Spatial Statistics and Models*, Holland: D. Reidel Publishing Co. 1984

WILLMOTT, C J. **On the Validation of Models**. *Physical Geography* v 2, n 2, pp. 184-194. 1981

WILLMOTT, C J. **Some Comments on the Evaluation of Model Performance**. *Bulletin of the American Meteorological Society* v 63, n 11, pp. 1309-1313. 1982.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON; DAVIS; FEDDEMA; KLINK; Legates; O'DONNELL; and ROWE.. **Statistics for the Evaluation and Comparison of Models** *Journal of Geophysical Research* v 90, n C5, pp. 8995-9005. 1985

WOFSY, S.C., GOULDEN, M. L., MUNGER, J.W. et al. **Net Exchange of CO<sub>2</sub> in a Mid-Latitude Forest**, *Science*, v. 260, pp. 1314-1317. 1993.



## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>i</b>
<b>LISTA DE TABELAS E QUADROS.....</b>	<b>ii</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS.....</b>	<b>iv</b>
<b>LISTA DE SIGLAS.....</b>	<b>v</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>vi</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>vii</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>3</b>
2. 1. A FORMAÇÃO DO DIÓXIDO DE CARBONO .....	4
2. 2. O CO <sub>2</sub> E O EFEITO ESTUFA.....	7
2. 3. O CO <sub>2</sub> , AS FLORESTAS E AS QUEIMADAS .....	8
2. 4. O CO <sub>2</sub> E A RADIAÇÃO SOLAR .....	10
2. 5. O CO <sub>2</sub> E OS ESTUDOS SOBRE A FLORESTA.....	11
2. 6. CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	14
2. 7. FLUXOS TURBULENTOS .....	15
2. 7. 1. <i>Método de Covariância de Vórtices Turbulentos</i> .....	17
2. 8. BOOTSTRAP .....	20
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>22</b>
3.1. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS .....	22
3. 2. COLETA DE DADOS MICROMETEOROLÓGICOS.....	25
3. 2. 1. <i>Descrição geral</i> .....	25
3.2.2. <i>Cálculo dos Fluxos de CO<sub>2</sub> e Energia</i> .....	28
3.2.3. <i>Rejeição de Dados</i> .....	29
3.2.4. <i>Tratamento dos Dados</i> .....	29
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>31</b>
<b>5. CONCLUSÃO .....</b>	<b>36</b>
<b>6. BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>37</b>
6.1 BIBLIOGRAFIA CITADA .....	37
6.2. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA .....	44