

LEILA DO SOCORRO MONTEIRO LEAL

VARIAÇÃO SAZONAL DO FLUXO E DA CONCENTRAÇÃO DE CO₂
NA REGIÃO LESTE DA FLORESTA AMAZÔNICA – PA

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de “Magister Scientiae”.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2000

LEILA DO SOCORRO MONTEIRO LEAL

VARIAÇÃO SAZONAL DO FLUXO E DA CONCENTRAÇÃO DE CO₂
NA REGIÃO LESTE DA FLORESTA AMAZÔNICA – PA

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de “Magister Scientiae”.

APROVADA: 19 de dezembro de 2000.

Prof. Marcos Heil Costa
(Conselheiro)

Prof. José Maria Nogueira da Costa
(Conselheiro)

Prof. Sérgio Zolnier

Prof. Jadir Nogueira da Silva

Prof. Aristides Ribeiro
(Orientador)



“Se eu pudesse deixar algum presente a você, deixaria aceso o sentimento de amar a vida dos seres humanos.

A consciência de aprender tudo o que foi ensinado pelo tempo a fora.

Lembraria os erros que foram cometidos para que não mais se repetissem.

A capacidade de escolher novos rumos.

Deixaria para você se pudesse, o respeito àquilo que é indispensável:

Além do pão, o trabalho.

Além do trabalho, a ação.

E, quando tudo mais faltasse, um segredo:

O de buscar no interior de si mesmo a resposta e a força para encontrar a saída.”

Ghandi

A Deus, fonte suprema de inspiração.
Aos meus pais Benedita e Benedito Leal.
Aos meus irmãos Socorro e Roberto.
À minha sobrinha Thaís Roberta.
Ao meu namorado Mauro Mendonça.
A Armindo e Elza da Silva.
Aos meus preciosos amigos.

AGRADECIMENTO

Primeiramente, agradeço a Deus, por me iluminar em todos os momentos. A certeza de Seu Amor me fez forte e perseverante, capaz de transpor todas as dificuldades, porque Ele habita em todas as criaturas; aquele que descobre este Amor certamente terá conquistado a felicidade.

Aos meus pais Benedito Brabo Leal e Benedita Monteiro Leal, pelas pessoas maravilhosas que são, por seu amor, pelo apoio e pela dedicação em todos os momentos de minha vida.

Aos meus irmãos Maria Socorro e Roberto e à minha sobrinha Robertinha, pela amizade, pelo carinho e pela dedicação que sempre tiveram comigo.

Ao meu namorado Mauro, o grande amor de minha vida, sempre tão presente, carinhoso e dedicado, por seu apoio, pela amizade, pelo respeito e pelo grande amor que nos une cada vez mais.

A Armindo e Elza, pessoas tão amáveis, que são como pais para mim, por todo o carinho e ajuda que me prestaram em todos os momentos.

À Universidade Federal de Viçosa, em toda a sua excelência, ao Departamento de Engenharia Agrícola e à Coordenação do Curso de Meteorologia Agrícola, pela oportunidade de realização do Programa de Mestrado .

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) e ao Projeto ECOBIOMA, pelo auxílio financeiro.

Ao professor Aristides Ribeiro, pela amizade, pelo estímulo, pela paciência e orientação na realização deste trabalho.

A todos os professores do Programa de Mestrado em Meteorologia Agrícola, pelos preciosos ensinamentos, principalmente ao professor Marcos Heil Costa, pela amizade, pela atenção e pelas valiosas sugestões, que muito contribuíram para o êxito deste trabalho.

A todos os meus amigos de República Fabiano (Papelim), Tadeu, Bete, Alessandro (Palmeira), Olívio, Bergson e, em especial, à Sílvia, pela amizade, pelo apoio e convívio que me dedicaram durante todo esse tempo, ou parte dele.

À minha amiga Fiona Carswell, pelo valioso treinamento prestado para a realização da coleta de dados utilizados neste trabalho, pela atenção e pela amizade.

A todos os colegas de curso: Sílvia Monteiro, José Luís Cabral, Olívio Neto, Bergson Cavalcanti, Marcos Santana, Márcio Elói, Gustavo Lyra, Jairo Pinheiro, José Danilo e Márcia Palheta, pelo convívio nesses anos.

E a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

BIOGRAFIA

LEILA DO SOCORRO MONTEIRO LEAL, filha de Benedita e Benedito Leal, nasceu em 22 de julho de 1971, em Belém, Pará.

Em dezembro de 1996, graduou-se em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará (UFPA), em Belém, Pará.

Em julho de 1997, concluiu o curso de Especialização em Meteorologia Tropical, concentração em Hidrometeorologia e em dezembro do mesmo ano concluiu o curso de especialização em Oceanografia Física, ambos pela Universidade Federal do Pará (UFPA), em Belém, Pará.

Em março de 1998, iniciou o Curso de Mestrado em Meteorologia Agrícola na Universidade Federal de Viçosa (UFV), defendendo tese em XX de julho de 2000.

ÍNDICE

	Página
LISTA DE QUADROS	ix
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE SÍMBOLOS	xii
LISTA DE UNIDADES	xiv
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. A contribuição da Amazônia no balanço global de carbono	3
2.2. Dinâmica do CO ₂ no dossel e controle superficial das transferências gasosas entre biosfera e atmosfera	6
2.3. Mecanismos de formação das chuvas na região leste da Amazônia	10
3. MATERIAL E MÉTODOS	12
3.1. Descrição da área experimental	12
3.2. Instrumentação e medições	13
3.3. Correlação dos vórtices turbulentos	15
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
4.1. Variação da precipitação no período de estudo	18

	Página
4.1.1. Distribuição de freqüência dos totais diários de precipitação nos três períodos estudados	19
4.2. Fluxo de CO ₂ em diferentes níveis de radiação solar incidente ..	20
4.3. Distribuição de freqüência da direção do vento	25
4.4. Ciclo diário da concentração de CO ₂ dentro (32 m) e acima do dossel (56 m)	28
5. RESUMO E CONCLUSÕES	33
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	35

LISTA DE QUADROS

	Página
1. Mudança na área coberta por florestas nas regiões boreal, temperada e tropical em 1850 e 1980	5
2. Distribuição de freqüência de totais diários de precipitação em cada período: PUMO, PUNO e PS	20

LISTA DE FIGURAS

	Página
1. Localização da área experimental: Floresta Nacional de Caxiuanã, Município de Melgaço, Pará	13
2. Total de chuva diário (mm) de 16.04.1999 a 31.01.2000, compreendendo todo o período de coleta de dados	19
3. Fluxo de CO ₂ (μmol m ⁻² s ⁻¹): (a) irradiância solar global (W m ⁻²) e (b) a 56 m no período úmido de maior ocorrência de eventos de precipitação PUMO (dj 106 a 148)	21
4. Fluxo de CO ₂ (μmol m ⁻² s ⁻¹): (a) irradiância solar global (W m ⁻²) e (b) a 56 m, no período úmido de menor ocorrência de eventos de precipitação PUNO (dj 254 a 306)	23
5. Fluxo de CO ₂ (μmol m ⁻² s ⁻¹): (a) irradiância solar global (W m ⁻²) e (b) a 56 m no período seco, PS (dj 149 a 191)	24
6. Distribuição da direção do vento (dia juliano 106-337/1999 a 09-31/2000): (a) no período diurno, radiação solar incidente superior a 500 W/m ² ; e (b) no período noturno (das 18 às 5 h)	26
7. Distribuição da direção do vento em graus para outono, inverno, primavera e verão (dia juliano 106-337/1999 a 09-31/2000)	27
8. Variação média horária da concentração de CO ₂ (ppm) dentro do dossel (32 m) e acima do dossel (56 m), durante todo o período de coleta de dados (dj 106 a 209)	29

	Página
9. Variação média horária da concentração de CO ₂ (ppm) dentro do dossel (níveis de amostragem de 0, 2, 4, 16 e 32m) e acima dele (nível de amostragem de 56 m)	30
10. Variação média diária da concentração de CO ₂ (ppm) dentro do dossel entre os níveis de amostragem 0 m e 32 m e acima do dossel no nível de amostragem de 56 m	32

LISTA DE SÍMBOLOS

τ – “Momentum”

ρ – Densidade do ar

Σ – Somatório

+w – Movimento turbulento ascendente

ABRACOS – "Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study"

C – Carbono

CO₂ – Dióxido de carbono

dj – Dia juliano

DPV – Déficit de pressão de vapor de água na atmosfera

ECFPn – Estação Científica Ferreira Penna

ECOBIOIMA

F – Densidade de fluxo vertical

LBA – "The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia"

LIS – Linhas de Instabilidade

N – Número de observações

NE – Direção nordeste

NW – Direção noroeste

P – Propriedade atmosférica

PS – Período seco

PUMO – Período úmido com maior ocorrência de precipitação

PUNO – Período úmido com menor ocorrência de precipitação

S – Direção sudeste

SW – Direção sudoeste

D t – Variação do tempo

u, v, w – Componentes do vento

-w – Movimento turbulento descendente

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE UNIDADES

ppm – Partes por milhão

Pg – Petagrama

Gt – Giga tonelada

T – Tonelada

m – Metro

s – Segundo

W – Watt

kPa – Quilo Pascal

h – Hora

m – Metro

mm – Milímetro

Hz – Hertz

g – Grama

cm – Centímetro

s – Segundo

μmol – Micromol

t – Tonelada

há – Hectare

$^{\circ}\text{C}$ – Graus Celsius

Ah – Ampère-hora

RESUMO

LEAL, Leila do Socorro Monteiro, M. S., Universidade Federal de Viçosa, dezembro de 2000. **Variação sazonal do fluxo e da concentração de CO₂ na região leste da Floresta Amazônica – PA.** Orientador: Aristides Ribeiro. Conselheiros: Marcos Heil Costa e José Maria Nogueira da Costa.

Na década de 70, a Floresta Amazônica era considerada o "pulmão" do mundo, em virtude de uma possível maior produção de O₂ e consumo de CO₂. Já na década de 80, o conceito de "clímax" foi estabelecido, acreditando-se estar a floresta em equilíbrio, isto é, internamente, tudo que era produzido era consumido. Hoje, ao contrário do que se acreditava, experimentos observacionais vêm evidenciando que a floresta está fixando CO₂ atmosférico. Atualmente, os pesquisadores que estudam fluxos na Amazônia procuram entender a magnitude dos fluxos de CO₂ e suas variações inter e intra-anuais, assim como entre diferentes localidades da região. Este trabalho vem auxiliar neste assunto, tendo como objetivo analisar as variações diária e sazonal da concentração e dos fluxos de CO₂ acima e dentro do dossel da floresta, bem como a influência dos elementos do clima sobre essas variações na região leste da Amazônia. Os dados utilizados no presente trabalho são provenientes do Projeto ECOBIOMA, desenvolvido na região leste amazônica, e foram obtidos ao longo do ano de 1999. Coletaram-se dados meteorológicos e de fluxos de CO₂ acima do dossel da floresta, sendo também coletados os dados da concentração

de CO₂ acima e dentro do dossel. O valor médio de fluxo de CO₂ no período analisado foi sempre negativo, indicando que a floresta absorve mais CO₂ do que produz. Em geral, observou-se maior fluxo de CO₂ na época chuvosa em relação à seca, o que se explica pela maior disponibilidade de água nos solos. Em termos de médias, o acúmulo de carbono nessa localidade corresponde a 5,87 t C ha⁻¹ ano⁻¹. A variação da concentração de CO₂ apresentou comportamento cíclico, observando-se aumento na concentração durante a noite e diminuição rápida após o nascer-do-sol. Desacoplamento entre os níveis inferiores e superiores do dossel também foi observado, apontando maior influência biótica na biossíntese dos níveis inferiores da floresta e maior contribuição atmosférica no nível da copa das árvores.

ABSTRACT

LEAL, Leila do Socorro Monteiro, Universidade Federal de Viçosa, December of 2000. **Seasonal variation of the flow and concentration of CO₂ in the region east of the Amazon Forest – PA**. Adviser: Aristides Ribeiro. Committee Members: Marcos Heil Costa and José Maria Nogueira da Costa.

In the decade of 70, the Amazon forest was considered as the lung of the world, by virtue of a possible larger production of O₂ and I consummate of CO₂. Already in the decade of 80, the climax " concept was established, being believed to be the forest in balance, that is to say, internally, everything that was produced was consumed. Today, unlike what it was believed, experiments observationals comes showing that the forest is fastening CO₂ atmospheric. Actually, the studies on flows in Amazon try to understand the magnitude of the flows of CO₂ and its variations interannual and intrannual, as well as among different places of the area. This work comes to aid in this sense, tends as objectives to analyze the daily and seasonal of the concentration variations and of the flows of CO₂ above and inside of the canopy of the forest, as well as the influence of the elements of the climate about these variations in the area east of Amazon. The data used in the present work they are coming of the Project ECOBIOMA developed at the Amazon area east, and they were obtained along the year current. Meteorological data were collected and of flows of CO₂ above the canopy of the forest. They were also collected above the data of the

concentration of CO₂ and inside of the canopy. The medium value of flow of CO₂, in the analyzed period, was always negative, indicating that the forest absorbs more CO₂ than it produces. In general, larger flow of CO₂ was observed at that time rainy, in relation to the drought, what is explained by the largest readiness of water of the soils. In medium terms, the accumulation of carbon in this place corresponds to 5,87 t C ha⁻¹ ano⁻¹. The variation of the concentration of CO₂, showed a recurrent behavior, being observed an increase in the concentration during the night and a fast decrease after being born of the sun. A uncouplement among the inferior and superior levels of the canopy was also observed that indicate a larger influence biotic in the biosynthesis of the inferior levels of the forest and a larger atmospheric contribution for the levels of the cup of the trees.

1. INTRODUÇÃO

Recentes estudos têm evidenciado que, nas últimas quatro décadas, houve aumento regular anual na concentração de CO₂ atmosférico à taxa de 3,2 Gt C ano⁻¹, cujas principais fontes são: queima de combustíveis fósseis e produção de cimento (5,5 ± 0,5), desmatamento e queimadas (1,6 ± 1,0), além de sumidouros, como os oceanos (-2,0 ± 0,8) e a rebrota em florestas do Hemisfério Norte (-0,5±0,5), havendo um saldo, ainda inexplicado, de 1,4 Gt C ano⁻¹, denominado “missing carbon” (IPCC 1994). Considerando o grande volume de biomassa do ecossistema amazônico, postula-se ter este significativa contribuição no “missing carbon”.

Na década de 70, a Floresta Amazônica era considerada o pulmão do mundo, em virtude de uma possível maior produção de O₂ e consumo de CO₂. Já na década de 80, o conceito de “clímax” foi proposto, acreditando-se estar a floresta em equilíbrio, isto é, internamente, todo o oxigênio que era produzido era consumido. Hoje, ao contrário do que se acreditava, GRACE et al. (1995) e MALHI et al. (1998) mostraram, por meio de experimentos observacionais, a possibilidade de a floresta estar fixando CO₂. A partir daí, iniciaram-se as

especulações sobre a real importância dos diferentes ecossistemas, que, em condições de manejo do solo favoráveis e em certos períodos do ano, poderiam tornar-se aprisionadores importantes de CO₂ atmosférico.

Apesar de sua importância, a floresta tropical está entre os ecossistemas terrestres menos monitorados do mundo. Recentemente, a quantidade de dados disponíveis tem aumentado graças aos esforços de pesquisas empreendidas e ao aumento do nível tecnológico dos equipamentos utilizados na medição dos fluxos de superfície, como é o caso das técnicas de co-variância de vórtices turbulentos ("eddy covariance") (WILLIAMS et al., 1998).

Projetos de monitoramento da Amazônia têm sido executados, nas duas últimas décadas, refletindo o reconhecimento da importância da integração floresta-atmosfera, bem como a notória preocupação com possíveis mudanças globais. Objetivando caracterizar o ambiente físico dos ecossistemas amazônicos, projetos como o "Amazonian Region Micrometeorological Experiment – ARME (1983 a 1985)" e o "Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study" – ABRACOS (1990 a 1994) são frutos de convênios entre grupos de pesquisadores internacionais e brasileiros. Atualmente, o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), num grande esforço científico, agrega especialistas de todo o mundo.

Com a finalidade de contribuir para a melhor compreensão sobre a influência da Floresta Amazônica na determinação dos climas regional e global, bem como no que se refere às mudanças globais, o presente trabalho objetivou analisar as variações diária e sazonal da concentração e dos fluxos de CO₂ acima e dentro do dossel da Floresta Amazônica, bem como a influência dos elementos do clima sobre essas variações.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. A contribuição da Amazônia no balanço global de carbono

As florestas tropicais abrigam grande quantidade de variadas formas de vida animal, vegetal e microrganismos. Em especial, o ecossistema amazônico é de interesse mundial, por estimar-se que nele habitam 2/3 das espécies estudadas nos trópicos, representando 40% das espécies biológicas do planeta (LISBOA e FERRAZ, 1999). Essas florestas cobrem 12% da superfície do planeta, e estima-se que contenham 40% do carbono contido na biosfera terrestre, além de serem responsáveis por aproximadamente metade da produção primária bruta (MALHI et al., 1998; PHILLIPS et al., 1998).

A transferência de massa, energia e "momentum" entre a vegetação amazônica e a atmosfera é considerada uma das mais importantes interações entre a biosfera e a atmosfera do globo, contribuindo para a definição do clima do planeta (GASH et al., 1996).

A biosfera terrestre pode trazer grande contribuição para o saldo de carbono global, com conseqüências adicionais para as propriedades atmosféricas. Recentes observações têm evidenciado que, nas últimas quatro décadas, houve regular aumento anual na concentração de CO₂. Tem-se verificado contínua troca de carbono entre a atmosfera, os oceanos e a biosfera terrestre, sendo a queima de combustíveis fósseis, a produção de cimento e o desflorestamento os principais mecanismos de transferência de CO₂ para a atmosfera (ROCHA, 1996).

PHILLIPS et al. (1998) revelaram que, em 38 dos 50 locais neotropicais estudados, a biomassa adquirida através do crescimento das árvores excede a perda causada pela morte destas. Isso gerou um acúmulo, nas décadas recentes, de aproximadamente 0,34 t de carbono por ha ano⁻¹, o que indica que essas florestas sejam um significativo sumidouro de carbono atmosférico.

A assimilação de carbono por uma floresta ocorre através do processo de fotossíntese (crescimento e envelhecimento das plantas) e acúmulo de carbono no solo. A emissão de carbono se dá, principalmente, pela respiração da biomassa, mortalidade das árvores, decomposição microbiana e oxidação de carbono no solo. Embora as magnitudes desses processos variem de bioma para bioma, é de se esperar que alguns dos maiores fluxos ocorram nas florestas tropicais (MALHI et al., 1998).

Esses processos operam em diversas escalas de tempo, de diurna a sazonal, interanual, interdecadal e outras, sendo influenciados por um número de variáveis climáticas e ambientais, como temperatura, umidade disponível e frequência de distúrbios (MALHI et al., 1999).

As evidências de aumento na fixação de carbono pelas florestas tropical e temperada podem ser entendidas como resposta a mudanças globais antropogênicas, o que leva a acreditar que mesmo os ecossistemas maduros podem ganhar biomassa, caso a biosíntese seja estimulada (PHILLIPS et al., 1998).

A emissão global anual líquida de carbono aumentou de 0,3 Gt C ano⁻¹ em 1850 para 1,6 Gt C ano⁻¹ em 1980/1990. Segundo SCHIMMEL (1995), estima-se que, entre 1980 e 1989, 5,5 ± 0,5 Gt C ano⁻¹ eram liberadas com a queima de combustíveis fósseis e produção de cimento, enquanto 1,6 ± 1,0 Gt C ano⁻¹ ocorria com o desmatamento de florestas tropicais, resultando em um

total de emissão antropogênica de $7,1 \pm 1,1 \text{ Gt C ano}^{-1}$. Desse total, somente $3,3 \pm 0,2 \text{ Gt C ano}^{-1}$ (46%) permanecem na atmosfera. Pesquisas envolvendo medidas e modelagem de isótopos de carbono e taxas de O_2/N_2 atmosférico evidenciam que $2,0 \pm 0,8 \text{ Gt C ano}^{-1}$ foram transferidas para os oceanos, das quais $1,8 \pm 1,6 \text{ Gt C ano}^{-1}$ estão distribuídas no “sumidouro de carbono” terrestre, termo que engloba processos de mudanças no uso da terra, como a rebrota em terrenos agrícolas nas médias latitudes, e processos fisiológicos, como maior crescimento das florestas, atribuído a fertilização de CO_2 , deposição de nitrogênio e respostas a anomalias climáticas. Segundo estimativas mais recentes, referentes a 1996, as emissões globais que ocorrem através da queima de combustíveis fósseis e da produção de cimento são de $6,5 \text{ Gt C ano}^{-1}$ (SCHIMMEL, 1995). No Quadro 1, apresenta-se a variação da emissão de carbono líquido, em diferentes tipos de floresta, ao longo do último século.

Quadro 1 – Mudança na área coberta por florestas nas regiões boreal, temperada e tropical em 1850 e 1980

Bioma	Área em 1850 (M ha)	Área em 1980 (M ha)	Área Modificada (%)	Emissão de C Líquido (Gt C)
Boreal	1.172	1.167	0,5	4
Temperada	1.583	1.492	6	27
Tropical	2.675	2.167	19	52
Total	5.430	4.827	11	83

Fonte: Houghton, 1995, citado por MALHI et al. (1999).

Alguns autores têm, também, relacionado o comportamento do CO_2 das florestas não somente a turbulências e outros efeitos locais, mas também à ocorrência de fenômenos climáticos em maiores escalas. Devido às flutuações climáticas terrestres, a quantidade de carbono das florestas poderia estar

respondendo à passagem de eventos climáticos. O El-Niño pode ser o responsável por mudanças cíclicas na dinâmica das florestas.

Em anos de El-Niño, grande parte da Amazônia recebe precipitação abaixo do normal. Alguns autores, no entanto, têm atestado que a Floresta Amazônica ganhou biomassa antes da ocorrência do intenso El-Niño, de 1982-1983, e durante e após esse fenômeno (CONDIT et al., 1995). Os ecossistemas tropicais, porém, sofreram variabilidade climática interanual significativa devido à frequência de episódios desse fenômeno em recentes décadas. Tais variações de clima, juntamente com o aumento da concentração atmosférica de CO₂, afetam o armazenamento de carbono terrestre. Modelos de análises prévias têm demonstrado a importância da temperatura controlando o armazenamento de carbono. Nos anos de ocorrência de El-Niño, que se caracteriza por condições de tempo quente e seco na grande parte da região amazônica, os ecossistemas agem como fonte de carbono atmosférico (até 0,2 Pg de carbono em 1987 e 1992). Em outros anos, esses ecossistemas agiam como sumidouro de carbono (até 0,7 Pg C em 1981 e 1993) (TIAN et al., 1998).

2.2. Dinâmica do CO₂ no dossel e controle superficial das transferências gasosas entre biosfera e atmosfera

Em um período diário, o fluxo de CO₂ apresenta sentidos diferentes. Durante o período diurno, o fluxo é predominantemente negativo, significando assimilação de CO₂ atmosférico pelo ecossistema. Durante a noite, o fluxo inverte-se e torna-se positivo, significando a emissão de CO₂ para a atmosfera. A natureza do fluxo de CO₂ diurno varia conforme as condições meteorológicas, enquanto o noturno depende, em grande parte, das condições meteorológicas presentes no dia que o antecedeu (GRACE et al., 1995).

Em noites calmas, com estratificação de temperatura muito estável, grande parte do CO₂ respirado é armazenada dentro do dossel, para ser reabsorvida, ou liberada, no escoamento da manhã seguinte; na ausência de noites estáveis, a maior parte do CO₂ é liberada, intermitentemente, durante a noite. A velocidade de fricção laminar entre essas duas condições é de aproximadamente 0,1 ms⁻¹, e a estabilidade atmosférica de qualquer noite, em

particular, está ligada à velocidade do vento, à nebulosidade e à intensidade de aquecimento do dia anterior (MALHI et al., 1998).

Em média, o CO₂ respirado à noite é igualmente dividido entre fluxo acima do dossel e armazenado dentro do dossel. No entanto, essa divisão em qualquer horário noturno, em particular de um período que vai do armazenamento completo à emissão completa, depende de condições meteorológicas. Como, em média, essa é uma pequena evidência de uma parte da manhã nas emissões acima do dossel, grande parte do CO₂ armazenado é, provavelmente, reabsorvida na fotossíntese matutina (MALHI et al., 1998).

Tradicionalmente, processos fisiológicos têm sido parametrizados empiricamente como funções passivas das condições ambientais, como a radiação, a temperatura do ar e a pressão de vapor de água. Contudo, tratamentos mecanísticos para a fotossíntese e o funcionamento estomatal têm sido formulados e testados, extensivamente, com medidas de trocas gasosas. Nessas formulações, as taxas de fotossíntese são uma função da radiação absorvida, da temperatura foliar, da concentração de dióxido de carbono dentro da folha e da capacidade da enzima rubisco em atuar no processo. A condutância estomática é uma função da taxa fotossintética e das concentrações de dióxido de carbono e vapor de água. Essa estrutura promove a ligação funcional entre os fluxos de carbono e o vapor de água no dossel (FOLEY et al., 1996). A condutância estomática ótima, segundo o critério de máxima produção de fotoassimilados, seria dada ao atingir o equilíbrio entre o maior ganho de carbono e a menor perda de água, integrado em um intervalo de tempo (COLLATZ et al., 1991).

Considerando que a resposta da fotossíntese à densidade de fluxo da radiação fotossinteticamente ativa é não-linear, a radiação solar absorvida por folhas sombreadas e folhas expostas à radiação deve ser considerada separadamente, evitando-se superestimar a assimilação do dossel, verificada caso seja utilizada a irradiância média. Folhas sombreadas recebem somente radiação difusa, enquanto folhas expostas à radiação solar recebem ambas, difusa e direta, havendo espalhamento que produz radiação difusa adicional, tornando, assim, complexa a descrição do campo de radiação. A quantidade desta que chega deve, também, ser dividida nos componentes direto e difuso,

uma vez que a radiação direta depende do ângulo de incidência dado pela distribuição da superfície foliar e da elevação do sol em dado período de tempo, enquanto a radiação difusa é distribuída sobre todos os ângulos (LEUNING et al., 1995).

A condutância estomática é também fortemente relacionada ao potencial de água na folha e, portanto, ao conteúdo de umidade no solo. Assim, a variação sazonal das precipitações pluviais exerce controle importante nas trocas gasosas entre a floresta e a atmosfera. Em florestas plantadas, MIELKE et al. (1999) verificaram que tanto no verão quanto no inverno, em diferentes padrões diários de radiação fotossinteticamente ativa, de déficit de pressão de vapor e de temperatura do ar, a condutância estomatal responde mais à disponibilidade de água nos solos, principalmente nas primeiras camadas. Assim, quanto maior for o conteúdo de água no solo, maior será a condutância estomática.

GRACE et al. (1982), comparando o comportamento estomático de duas espécies tropicais durante a estação úmida na Nigéria, obtiveram resultados de condutância estomática com pico no meio da tarde e diminuição logo depois. Em ambas as espécies, a condutância estomatal foi, particularmente, correlacionada com a densidade de fluxo radiante e com o déficit de saturação da atmosfera. Sazonalmente, as respostas na estação úmida foram, estatisticamente, diferentes daquelas observadas na estação seca, embora permanecendo qualitativamente similares. Tais diferenças eram esperadas devido à influência da idade das folhas e das diferentes condições ambientais mantidas em cada estação, como na relação entre condutância estomática e densidade de fluxo radiante.

De acordo com WHITEHEAD et al. (1981), em espécies de floresta tropical na Nigéria, a condutância estomática, durante a estação seca, geralmente se eleva com o aumento da irradiância solar e diminui com o incremento do déficit de saturação do ar. A condutância estomática aumenta rapidamente durante o início do dia e diminui logo após o meio-dia, sendo a resposta de abertura durante a manhã associada com o aumento de irradiância. A diminuição na condutância estomatal a partir do meio-dia é, predominantemente, controlada pelo aumento do déficit de saturação do ar.

DOLMAN e VAN DEN BURG (1988), estudando o dossel de carvalho (*Quercus robur*), relataram que a resposta da condutância estomática a um aumento da radiação acima de 200 Wm^{-2} , aproximadamente, é menos pronunciada quando o déficit de pressão de vapor se encontra acima de 1 kPa. Segundo eles, a radiação solar abaixo de 200 Wm^{-2} parece ser o principal fator limitante da abertura estomatal. Sob alto déficit de pressão de vapor, a condutância estomática diminuiu fortemente. A condutância estomatal aumentou em resposta à elevação da radiação, até que um nível de saturação fosse alcançado, principalmente nas camadas mais elevadas do dossel, sendo tal efeito menos pronunciado nas camadas inferiores do dossel devido a uma menor exposição aos raios solares.

COHEN e COHEN (1983), estudando cítrus, verificaram que no início da manhã (entre 8 e 9 h) a condutância da folha geralmente atingia picos e, geralmente, diminuía durante o restante do dia. As diferenças na condutância das folhas de árvores não-irrigadas e árvores irrigadas cresciam gradualmente com o aumento do período de estresse hídrico. Entretanto, aproximadamente cinco dias após o fornecimento de água às árvores sob estresse, essas diferenças se anulavam. As respostas da condutância também foram relacionadas, pelos referidos autores, a diferenças na pressão de vapor, como foi observado nas medidas de condutâncias médias horárias de folhas iluminadas pelo sol nos horários de 10 e 14 h, tendo-se registrado que a condutância da folha aumentou durante a manhã, entre 7 e 9 h, seguida de fechamento no avançar do dia.

Geralmente, a sensibilidade da condutância estomatal ao déficit de saturação do ar aumenta quando as plantas estão perdendo muita água ou quando a irradiância é muito alta, indicando que a resposta foi independente da temperatura. Essas respostas provavelmente dão à planta controle de sensibilidade da perda de água das folhas, capacitando-a a evitar baixos potenciais de água. O déficit de saturação de vapor de água do ar e os níveis de irradiância são fatores dominantes sobre a resposta da condutância estomática (WHITEHEAD et al., 1981).

Devido à ocorrência de reduções na precipitação (em algumas regiões do país nos meses de inverno e outono) há, conseqüentemente, diminuição no conteúdo de umidade do solo, seguidas de diminuições na temperatura do ar,

ocasionando queda mais significativa na condutância estomática do que na taxa de fotossíntese líquida observada, a qual foi relacionada a reduções no conteúdo de umidade do solo e na temperatura do ar. O potencial de água na folha e as trocas gasosas são suscetíveis à mudanças sazonais na precipitação e no conteúdo de água de camadas superiores do solo, onde ocorre a principal concentração de raízes ativas. Os curtos períodos de moderado déficit de água no inverno podem, contudo, promover limitação estomatal de fotossíntese (MIELKE et al., 1999).

O aumento da capacidade fotossintética no início da estação úmida esteve particularmente bem correlacionado às mudanças na umidade do solo. Ao final da estação úmida, a capacidade fotossintética pareceu diminuir mais rapidamente que a umidade do solo. Como estava diretamente relacionada à precipitação, essa correlação indicou grande probabilidade de que o estresse de água fosse a principal causa ambiental da sazonalidade na fotossíntese (MALHI et al., 1998).

A condutância estomática foi uma resposta fisiológica do dossel às variações na disponibilidade de água nos solos, na radiação fotossinteticamente ativa, no déficit de saturação de vapor de água e na temperatura do ar (COLLATZ, 1991; JONES, 1983). Assim, os processos fisiológicos também são responsáveis pela magnitude dos fluxos de CO₂ e pelo vapor de água observados na floresta.

2.3. Mecanismos de formação das chuvas na região leste da Amazônia

A precipitação pluvial exerce controle direto e indireto sobre as trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera. As chuvas provocam mudanças na disponibilidade de água no solo e no déficit de pressão de vapor de água no ar atmosférico (DPV), além de reduzirem a disponibilidade de radiação solar e modificarem o albedo do dossel, dentre outros.

Pode-se dizer que os três mecanismos que regem o regime de chuva no leste paraense, região deste estudo, são a formação de sistemas convectivos locais, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as linhas de instabilidade.

A disponibilidade de energia solar é um dos fatores que explicam a variabilidade sazonal das chuvas na região. Os índices máximos de

precipitação coincidem com os locais onde é verificada a estação de verão, em virtude da maior frequência de convecção térmica provocada pelo maior aquecimento observado no período (RIBEIRO, 1996). MENEZES et al. (2000), em estudo sobre a região amazônica (experimento Wet – AMC/LBA), constataram que, no período de verão, as precipitações intensas podem ser originadas de sistemas convectivos profundos, os quais são provenientes da convecção local nesse período, em razão do aquecimento diurno juntamente com a instabilidade atmosférica.

O posicionamento coincidente da Zona de Convergência Intertropical com a latitude local, juntamente com a circulação atmosférica da região, influenciou principalmente as regiões costeiras e o nordeste da Amazônia (HASTENRATH e HELLER, 1977; UVO e NOBRE, 1989).

As Linhas de Instabilidade (LIS) consistem de células convectivas individuais discretas, derivadas da Zona de Convergência Intertropical, que se alinham durante seu deslocamento, provocando chuvas por onde passam (COHEN et al., 1989), que são muito frequentes na região. A análise dos sistemas atmosféricos, responsáveis pela produção de chuva no leste paraense, evidenciou que as Linhas de Instabilidade foram um dos sistemas encontrados, os quais se mostraram responsáveis por aproximadamente 45% da chuva que caiu no leste paraense durante o período chuvoso referente a cinco anos analisados (CUTRIN e COHEN, 1987).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Descrição da área experimental

Os dados utilizados no presente trabalho fazem parte da pesquisa realizada pelo Projeto ECOBIOMA, na região amazônica, os quais vêm sendo coletados desde abril de 1999 na área experimental da floresta localizada no interior da Floresta Nacional de Caxiuanã (latitude de $01^{\circ} 35'S$, longitude de $48^{\circ} 63'W$ e altitude de 60 m), Município de Melgaço, PA, localizado 400 km a oeste da Cidade de Belém, PA (Figura 1).

O local experimental possui ambientes naturais bem conservados, baixa densidade demográfica e sinais de grande biodiversidade, com clima do tipo tropical quente e úmido, média anual de $26^{\circ}C$ e médias extremas (máximas e mínimas) de 32 e $22^{\circ}C$, respectivamente. A região apresenta período chuvoso de janeiro a maio

turbulentos ("eddy covariation"), que calcula a co-variância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento e a concentração da variável em questão na amostra de ar coletada. O sistema compunha-se de um anemômetro sônico tridimensional (Solent 1012R2) para medir os três componentes do vento, além de um coletor de ar conectado a um tubo; um analisador de gás infravermelho (IRGA) LI-6262, nitrogênio gasoso (6.0 com regulador), para regulagem da câmara de referência do analisador de gás infravermelho; e um gabinete com um microcomputador portátil e "software" para aquisição dos dados de alta frequência. Os fluxos de CO₂ foram obtidos através da correlação entre dados de vento e das análises de amostras de ar succionadas acima da copa das árvores e bombeadas através de um tubo até o analisador de gás infravermelho LI-6262, a uma frequência de 5 Hz. O analisador de gás infravermelho media e analisava as concentrações de CO₂ presentes na amostra de ar enviadas à sua câmara, cujas informações eram correlacionadas com as componentes do vento (u, v, w) já adquiridas pelo anemômetro sônico. Posteriormente, a combinação desses dados (digitais) era feita pelo microcomputador portátil, sendo, então, calculados os fluxos médios horários em tempo real através do "software" Edisol ("University Edinburgh"), desenvolvido por MONCRIEFF et al. (1995).

Os dados de perfil vertical de concentração de CO₂ e vapor de água foram amostrados em seis alturas: 0, 2, 4, 8, 16, 32 e 56 m, esta última correspondendo às medidas feitas pelo sistema de "eddy covariation". O sistema de perfil realizava amostragem de ar a cada cinco minutos, nas mesmas alturas citadas anteriormente, com exceção da altura de 56 m, decorrendo um tempo de 30 minutos para o total de amostragens do perfil. Dados de temperatura do ar foram obtidos, utilizando-se termistores a 16,0 m e 32 m de altura.

Essas informações foram complementadas pelas seguintes medições: temperatura do bulbo seco, temperatura do bulbo úmido, radiação incidente (onda curta e onda longa), velocidade e direção do vento e precipitação obtidos através de uma estação meteorológica automática instalada na plataforma. Tanto com relação aos dados obtidos através do sistema de perfil quanto com àqueles da estação meteorológica automática, foram registradas médias de 30 minutos, as quais foram armazenadas em um sistema de aquisição de dados (data logger) "Campbell Scientific", sendo extraídas semanalmente.

Para análise da magnitude e natureza dos fluxos e das concentrações de CO₂ e de sua relação com elementos climáticos, foram calculados os valores médios e totais acumulados horários e diários, examinando-se períodos sazonais distintos.

No presente trabalho, utilizaram-se dados coletados no período de 16 de abril de 1999 a 31 de janeiro de 2000.

3.3. Correlação dos vórtices turbulentos

O processo turbulento de mistura, resultante da interação entre atmosfera e superfície, dá origem a pequenas células, denominadas vórtices, que se deslocam nas direções horizontal e vertical, as quais são responsáveis pelo transporte das propriedades atmosféricas entre diferentes níveis. Esse transporte pode ocorrer predominantemente no sentido vertical, desde que o escoamento se ajuste às características aerodinâmicas da superfície.

O deslocamento vertical dos vórtices induz o aparecimento de correntes, movimentando-se nos sentidos vertical ascendente e descendente, com velocidade w . Por convenção, as correntes ascendentes foram denominadas deslocamento positivo, e, portanto, elas possuíam velocidade positiva ($+w$). Denominaram-se deslocamento negativo as correntes em sentido contrário, com velocidade negativa ($-w$). Como corrente ascendente deve ter contrapartida descendente em determinado período, a velocidade vertical média (\bar{w}) tende a zero.

Nessas condições, a densidade de fluxo vertical (F) de uma propriedade atmosférica qualquer (P), em dado instante, é dada por

$$F = -wP \quad (1)$$

Num intervalo de tempo, a densidade de fluxo média (\bar{F}) é expressa por

$$\bar{F} = -\overline{wP} \quad (2)$$

dada pela média do produto (\overline{wP}) e não pelo produto da média ($\bar{w} \bar{P}$). Se $\bar{w} = 0$, então $\bar{w} \bar{P} = 0$, ou seja, o produto wP deve ser obtido a cada instante, antes de se obter o valor médio do produto, ou seja,

$$\overline{wP} = (\sum w_i P_i)/N \quad (3)$$

em que N é o número de observações.

Num escoamento turbulento, em razão da movimentação dos vórtices, as propriedades atmosféricas sofrem variações instantâneas e substanciais, podendo ser observado efeito da passagem dos vórtices através de sensores, mesmo em curtos períodos de tempo. Quanto mais rápido o sensor, melhor a caracterização das flutuações.

Com a variação da velocidade horizontal do escoamento em dado período (Δt), obtém-se uma velocidade média (\bar{u}), dada pela expressão

$$\bar{u} = (\Delta t)^{-1} \int_{t_i}^{t_f} u dt \quad (4)$$

Portanto, em determinado instante, a velocidade horizontal (u) será dada por

$$u = \bar{u} + u' \quad (5)$$

em que a componente u' representa o desvio da média, também denominado perturbação ou flutuação, acreditando-se que o escoamento seja composto de um escoamento médio sobreposto por um escoamento turbulento. Tal interpretação dá origem à teoria de Reynolds, que é composta de três regras básicas importantes:

A primeira regra diz que a média da soma é igual à soma das médias, ou seja, os elementos “a” e “b” admitem média e desvio, e o elemento “c” é constante, isto é:

$$\overline{a+b} = \bar{a} + \bar{b} \quad (6)$$

A segunda regra diz que a média do produto de uma constante por uma variável é igual ao produto da constante pela média da variável, ou seja:

$$\overline{ca} = c\bar{a} \quad (7)$$

A terceira regra diz que a média do produto entre a média de uma variável e outra variável é igual ao produto da média das duas variáveis, isto é,

$$\overline{\bar{a}b} = \bar{a}\bar{b} = \bar{a}\bar{b} \quad (8)$$

Aplicando essas regras à equação da velocidade horizontal ($u = \bar{u} + u'$), obtém-se

$$\bar{u} = \overline{\bar{u} + u'} = \bar{\bar{u}} + \bar{u}' = \bar{u} + \bar{u}' \quad (9)$$

donde se conclui que $\bar{u}' = 0$, ou seja, a média dos desvios é igual a zero. Usando-se a notação de Reynolds na equação $\bar{F} = -\bar{wP}$, resulta

$$-\bar{F} = \bar{w}\bar{P} + \overline{w'P'} \quad (10)$$

Próximo à superfície $\bar{w} = 0$ e $\bar{w}' = \bar{P}' = 0$. Portanto, a densidade média de fluxo turbulento é dada, principalmente, pela média do produto das flutuações da velocidade vertical (w') e da propriedade atmosférica (P') que está sendo transportada. Se a propriedade transportada for o “momentum”, $F = \tau$ ($\text{dina cm}^{-2} = \text{g cm}^{-1} \text{s}^{-2}$) e $P' = \rho u'$ ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), isto é,

$$\tau = -\rho \overline{w'u'} \quad (11)$$

Os vórtices ascendentes ($w' > 0$) movem-se de um nível com menor para outro com maior momento, havendo retardamento do escoamento, o que resulta em u' negativo, enquanto um turbilhão descendente ($w' < 0$) se movimentará de um nível de maior para outro de menor momento; logo, havendo aceleração do escoamento no nível inferior, ter-se-á u' positivo. Conseqüentemente, u' e w' são negativamente correlacionados, resultando sempre em transporte positivo de momento da atmosfera para a superfície; daí, o nome do método de transporte. No caso de transporte de gases, $\overline{F} = Q [gcm^{-2}s^{-1}]$ e $P' = rc' [gcm^{-3}]$, isto é, $Q = -\overline{rw'c'}$.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Variação da precipitação no período de estudo

Na Figura 2, que apresenta a distribuição das chuvas, ao longo do período de colheita não observados longos intervalos sem precipitação, sendo possível identificar épocas com maior e menor número de eventos. Neste estudo, foram escolhidos três períodos típicos, caracterizados pela diferença na freqüência dos eventos de chuvas observados.

O primeiro período escolhido foi o período úmido de maior ocorrência de chuvas (PUMO), caracterizado por maior ocorrência de eventos e maiores

totais diários de precipitação. O segundo período escolhido foi o úmido de menor ocorrência de chuvas (PUNO), caracterizado também pela menor ocorrência de eventos de precipitação. O terceiro período escolhido foi o período de seca (PS), quando se observou o menor número de eventos de chuva.

O PUMO abrangeu os dias julianos 106-148 (abril a maio), em que as chuvas foram muito freqüentes, estando os totais diários, em sua maioria, na faixa de 5 a 10 mm, com máximos de 17 e 22,5 mm. Por sua vez, o PUNO abrangeu os dias julianos 254 a 306 (setembro a novembro), apresentando menor freqüência e totais diários, em comparação com o PUMO.

No PS, poucos totais diários foram superiores a 5 mm, ficando esse período compreendido entre os dias julianos 149 e 191 (maio/junho).

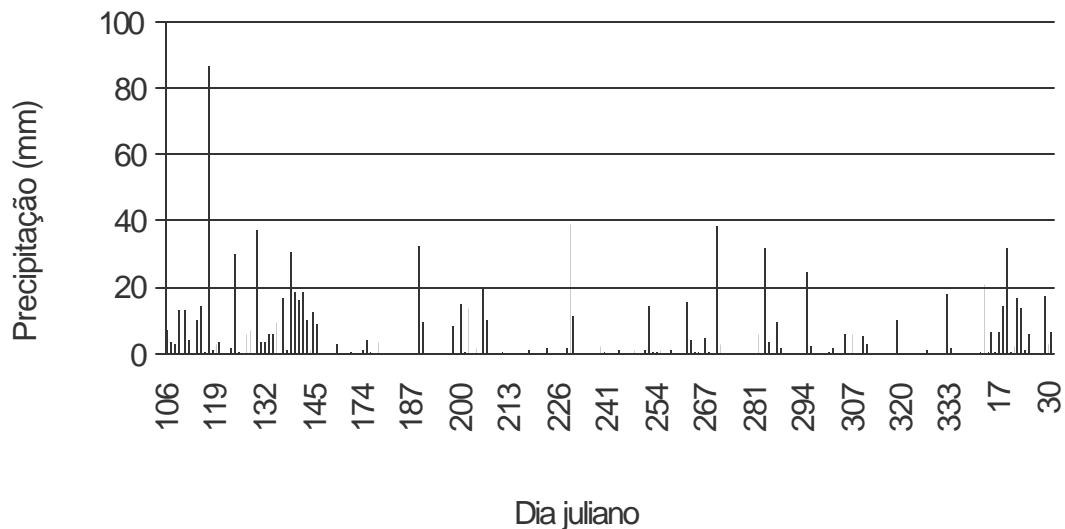


Figura 2 – Total de chuva diário (mm) de 16.04.1999 a 31.01.2000, compreendendo todo o período de coleta de dados.

4.1.1. Distribuição de freqüência dos totais diários de precipitação nos três períodos estudados

No Quadro 2, pode-se observar que, no PUMO, os totais diários de chuva mais freqüentes foram em pequena quantidade, entre 0 e 5 mm, representando 46% da distribuição de freqüência dos totais diários da precipitação, seguidos pelos totais entre 5 e 10 mm, significando 18%, e os totais entre 15 e 20 mm, significando 10%. Nesse período, em apenas 9,3% dos dias não foi observado chuva. No PUNO, a maior freqüência dos totais de chuva ficou, também, concentrada entre 0 e 5 mm, porém menor que a do período anterior, representando 71% e baixa freqüência de totais entre 5 e 10 mm (13%). Somente 4% dos totais diários de chuva ficaram entre 15 e 20 mm, evidenciando-se menor ocorrência de eventos nesse período, no qual não foi observado chuva em 53,8% dos dias. A freqüência de chuvas maior que 25 mm correspondeu a 10 e 8% no PUMO e PUNO, respectivamente.

Quadro 2 – Distribuição de freqüência de totais diários de precipitação em cada período: PUMO, PUNO e PS

Período	Classes de Precipitação (mm dia ⁻¹)						
	0	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	>25
PUMO	9,3	46	18	15	10	0	10
PUNO	53,8	71	13	0	4	4	8
PS	66,7	78	11	0	0	0	11

No PS, as freqüências dos totais diários de chuva foram bem menores que nos dois outros períodos, sendo de 78% entre 0 e 5 mm, 11% entre 5 e 10 mm e 11% maiores que 25 mm. Nesse período, não se observaram chuvas em 66,7% dos dias.

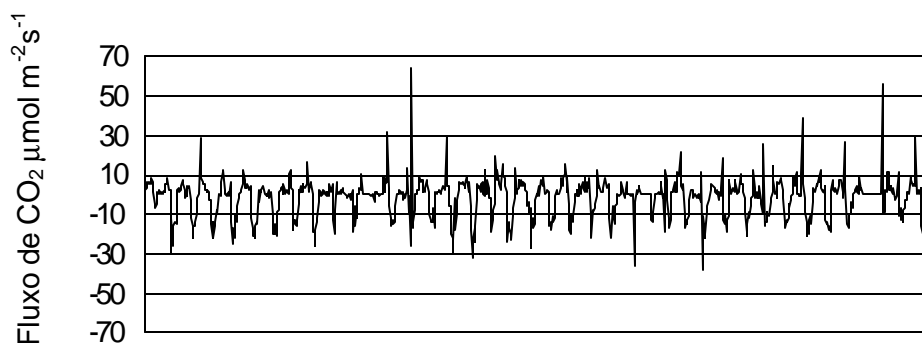
O total de precipitação foi de 413,6; 159,8; e 55,4 mm, nos períodos PUMO, PUNO e PS, respectivamente.

4.2. Fluxo de CO₂ em diferentes níveis de radiação solar incidente

Nas Figuras 3, 4 e 5, apresentam-se o comportamento do fluxo de CO₂ e a irradiância solar global medidos no nível de amostragem de 56 m (acima do dossel), nos três períodos estudados.

De acordo com a Figura 3b, pode-se verificar que, no PUMO, os picos da irradiância solar, em sua maioria, apresentavam valores acima de 600 W m⁻², com a ressalva de que nos dj 115, 118 e 125 ocorreram os menores valores, isto é, 434 W m⁻², 292 W m⁻² e 364 W m⁻², respectivamente. Nesse período, a irradiância solar diária média foi de 14,5 MJ m⁻² dia⁻¹, enquanto os picos de entrada de CO₂ foram observados durante o dia (Figura 3a), correspondendo à alta atividade fotossintética do dossel, em que os valores máximos atingiram -40 μmol m⁻² s⁻¹ e apresentaram média de -20,0 (desvio-padrão 8,6). Os picos de saída de CO₂ foram observados durante o período noturno, forçados pela respiração do dossel, em que os valores máximos atingiram +45 μmol m⁻² s⁻¹ e apresentaram média de +14,3 (desvio-padrão 7,3). O valor médio de fluxo de CO₂ no PUMO foi negativo,

(a)



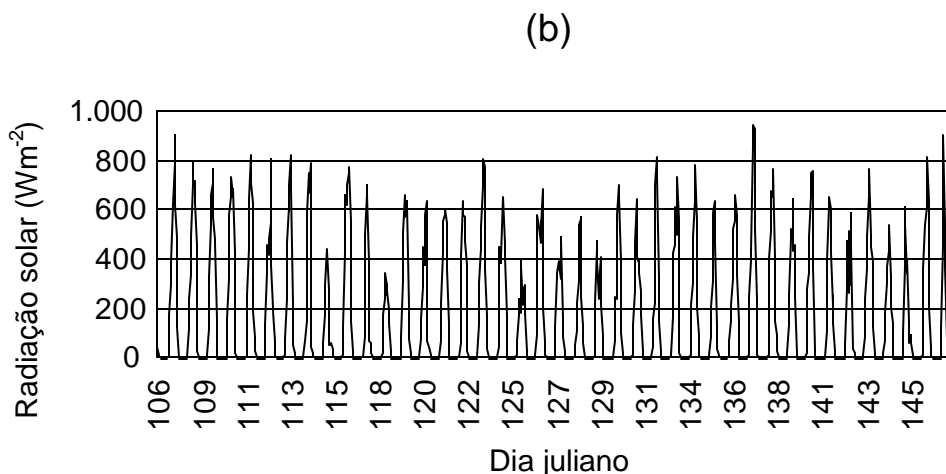


Figura 3 – Fluxo de CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$): (a) irradiância solar global (W m^{-2}) e (b) a 56 m no período úmido de maior ocorrência de eventos de precipitação PUMO (dj 106 a 148).

indicando que a floresta absorve mais do que emite CO₂, sendo verificado fluxo médio de $-1,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, o que corresponde, aproximadamente, a uma incorporação de $1,42 \text{ g de C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ pelo dossel.

Na Figura 4b, verifica-se que, no PUNO, o pico da irradiância solar, em sua maioria, apresentou valores sempre acima de 600 W m^{-2} , com a ressalva de que nos dj 292, 297 e 300 ocorreram os maiores valores, isto é, 951 W m^{-2} , 967 W m^{-2} e 943 W m^{-2} , respectivamente. Nesse período, a irradiância solar diária média foi de $19,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, pouco maior que a média observada no PUMO. Essa diferença pode ser explicada em razão da maior recorrência das chuvas no PUMO, em relação ao PUNO. Os picos de entrada de CO₂ no PUNO (Figura 4(a)), correspondendo à alta atividade fotossintética do dossel, chegaram a $-30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e apresentaram média de $-20,9$ (desvio-padrão 9,2). Os picos de saída de CO₂, forçados pela respiração do dossel, chegaram a $+30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e apresentaram média de $+13,8$ (desvio-padrão 10,6). O valor médio de fluxo de CO₂ no PUMO foi negativo, indicando que a floresta absorve mais do que emite CO₂, sendo verificado fluxo médio de $-2,43 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, o que corresponde a uma incorporação de $-2,43 \text{ g de C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ pelo dossel.

De acordo com a Figura 5b, os picos da irradiância solar, no PS, estiveram sempre acima de 700 W m^{-2} , com apenas duas exceções de 502 W m^{-2} no dj 116 e 659 W m^{-2} no dj 175. Nesse período, a irradiância solar diária média foi de $18,5$

$\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, pouco menor que a média observada no PUNO e maior que a verificada no PUMO. As diferenças na irradiância solar, nos três períodos estudados, foram pequenas, embora os diferentes períodos tenham ocorrido em diferentes estações do ano, sendo justificadas pela proximidade da localidade ao Equador (latitude de $1^{\circ} 35' \text{S}$). Embora o PS apresente maior ocorrência de dias sem chuva, com 12,8% a mais de dias em relação ao PUNO (Figura 2), isso não foi suficiente para gerar grande diferença na irradiância diária total média entre esses dois períodos. Os picos de entrada de CO_2 no PUNO (Figura 5a), correspondendo à alta atividade fotossintética do dossel, chegaram a $-30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e apresentaram média de -11,8 (desvio-padrão 7,5). Os picos de saída de CO_2 , forçados pela respiração do dossel, chegaram a $+30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e apresentaram média de 10,7 (desvio-padrão 4,9). O valor médio de fluxo de CO_2 , no PS, foi negativo, indicando que a floresta absorve mais do que emite CO_2 , sendo verificado fluxo médio de $-0,80 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, o que corresponde a uma incorporação de $0,80 \text{ g de C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ pelo dossel.

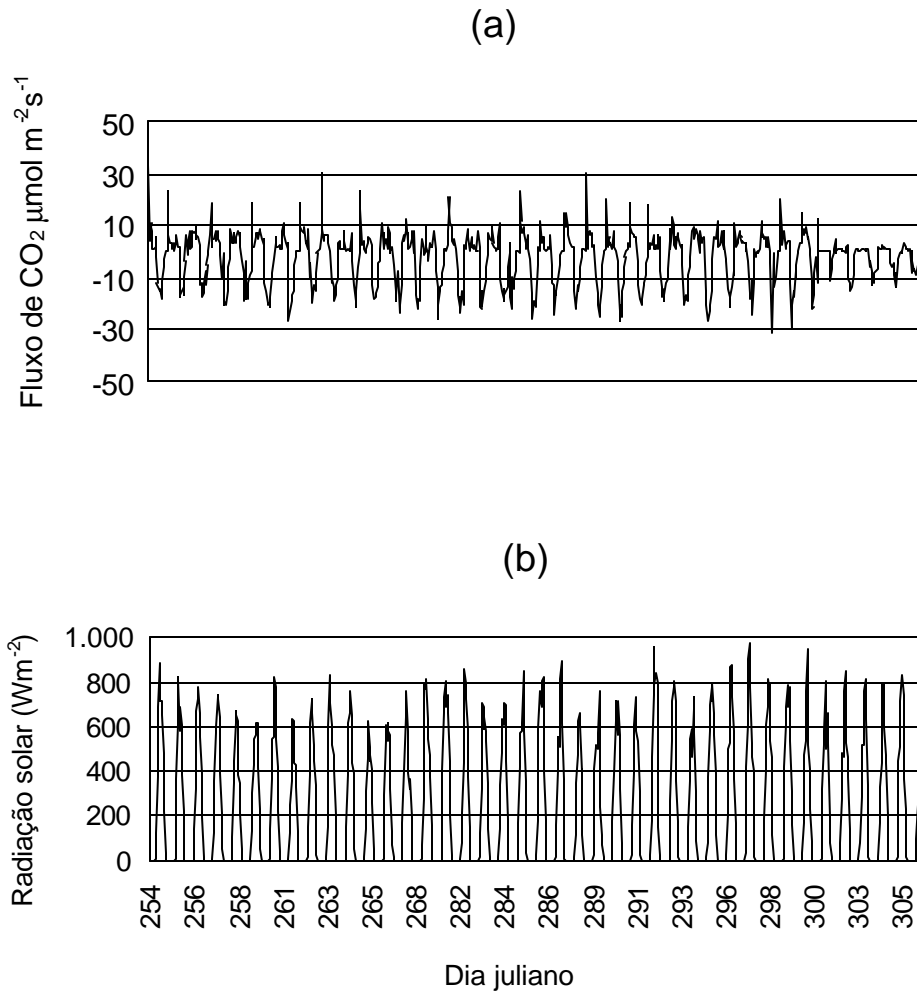


Figura 4 – Fluxo de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$): (a) irradiância solar global (W m^{-2}) e (b) a 56 m, no período úmido de menor ocorrência de eventos de precipitação PUNO (dj 254 a 306).

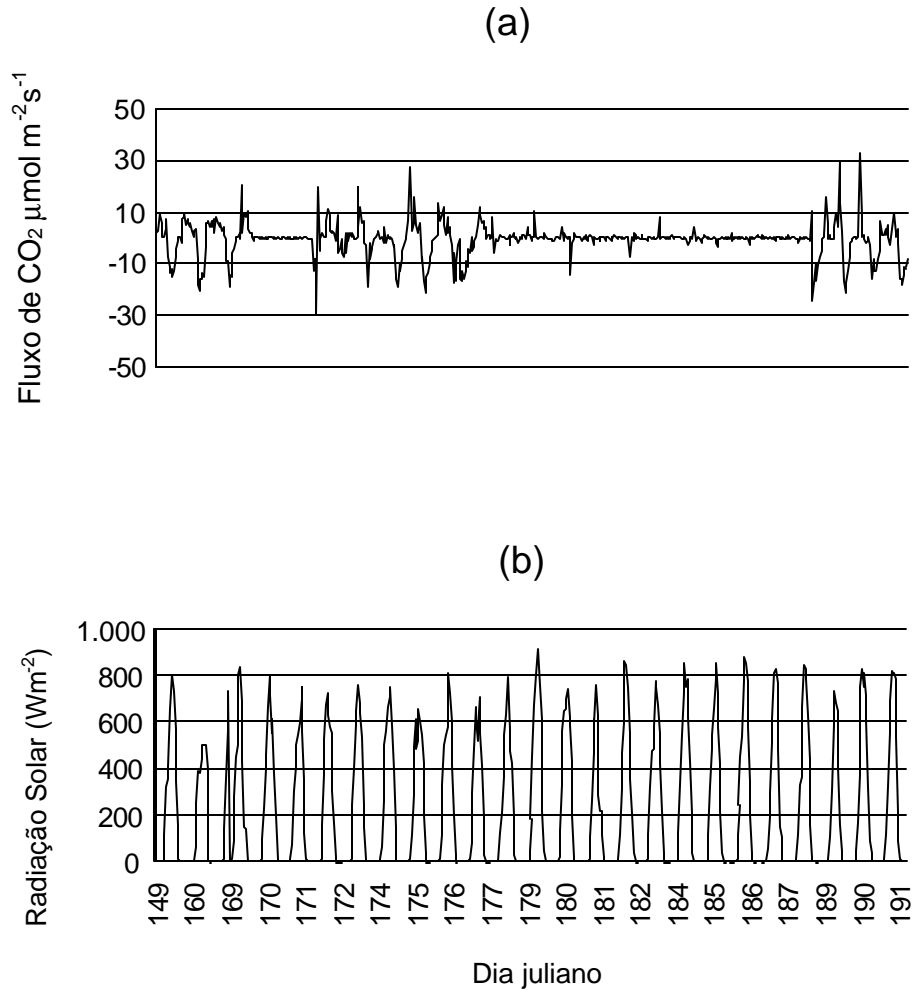


Figura 5 – Fluxo de CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$): (a) irradiância solar global (W m^{-2}) e (b) a 56 m no período seco, PS (dj 149 a 191).

Pelo exposto, verificou-se que, em todos os períodos estudados, a floresta fixou mais carbono que emitiu, em que nos períodos de maior ocorrência de chuvas (PUMO e PUNO) as taxas de assimilação foram maiores que no período seco (PS). Tal fato ocorreu em razão de a condutância estomática ter boa correlação com a disponibilidade hídrica do solo. Quanto maior for o conteúdo de água, mais tempo os estômatos permanecerão abertos, favorecendo a fotossíntese (MIELK et al., 2000).

Embora tenha sido verificado, no PUMO, maior ocorrência de chuva em relação ao PUNO, a taxa de assimilação foi maior neste segundo período. Tal diferença pode ser atribuída às maiores disponibilidades de radiação solar e déficit de

vapor de água na atmosfera, observadas no PUNO, uma vez que se verifica correlação positiva entre esses elementos meteorológicos e a condutância estomática do dossel. O déficit de vapor de água na atmosfera foi sempre menor no PUMO, seguido pelo PUNO, sendo os maiores valores encontrados no PS. Os picos do déficit de vapor de água na atmosfera foram de 0,38; 0,62; e 0,98 kPa, respectivamente, nos períodos PUMO, PUNO e PS.

Em termos médios, a acumulação de carbono nessa localidade deu-se a uma taxa de $1,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, o que corresponde à fixação de $5,87 \text{ t C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. O valor encontrado em diferentes pontos da Amazônia variava entre 0,97 e $6,00 \text{ t C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (GRACE et al., 1995; PHILLIPS et al., 1998; WILLIAMS et al., 1998), sendo o valor encontrado neste estudo da mesma ordem de grandeza. A discrepância nos valores de fluxo encontrada entre as diferentes localidades estudadas pode refletir a limitação da extensão espaço-temporal devido ao método de correlações de vórtices turbulentos utilizado. Outros fatores que serviriam para explicar tal fato seriam as diferenças na decomposição de matéria orgânica e na fertilidade dos solos entre as localidades estudadas, fatores esses não considerados no presente estudo.

4.3. Distribuição de frequência da direção do vento

A determinação da direção dos ventos é importante nos estudos que envolvem a medição de fluxos de superfície, uma vez que estes estudos possibilitam conhecer a área monitorada pelo sistema. A direção dos fluxos de CO_2 varia durante o dia e a noite, sendo interessante verificar o comportamento da direção do vento nesses dois períodos do dia. Durante o dia, os fluxos são predominantemente negativos, correspondendo a um ganho de CO_2 pelo dossel, principalmente devido à fotossíntese. Durante a noite, os fluxos são predominantemente positivos, correspondendo a uma perda de CO_2 devida à atividades respiratórias do dossel. Assim, foram determinadas, separadamente, as direções do vento do dia e da noite (Figura 6).

Na Figura 6, mostra-se a distribuição de frequência da direção do vento no período total de estudo (16 de abril/99 a 31 de janeiro/00), podendo verificar que a direção predominante é a NE. Durante o período diurno, como pode ser

visto na Figura 6(a), os ventos foram predominantemente de nordeste, apresentando alta frequência neste quadrante e representando 63,2% do período e baixas frequências de SE, NW e SW, isto é, sendo 23,2; 10,5; e 3,1%, respectivamente.

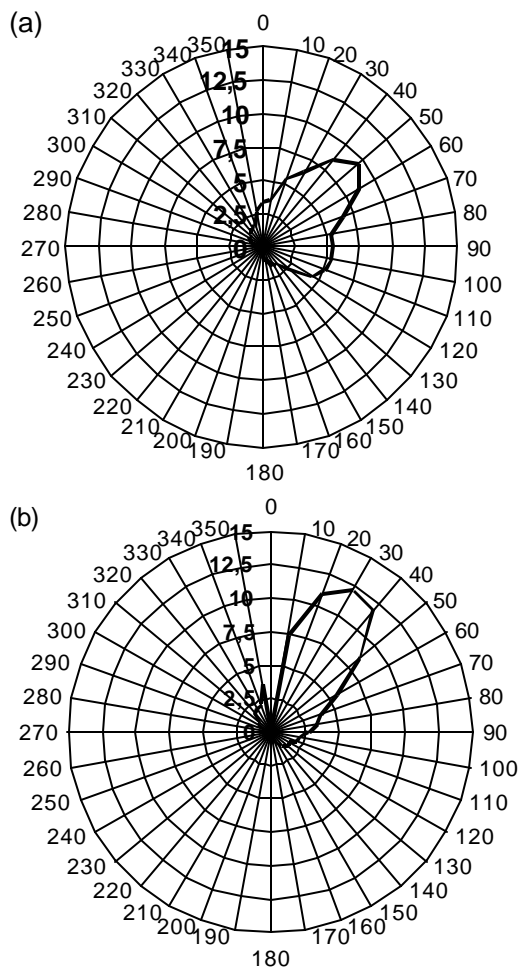


Figura 6 – Distribuição da direção do vento (dia juliano 106-337/1999 a 09-31/2000):
 (a) no período diurno, radiação solar incidente superior a 500 W/m^2 ; e
 (b) no período noturno (das 18 às 5 h).

No período noturno, como pode ser visto na Figura 6(b), a frequência de ventos NE é ainda maior que no período diurno, o que representa 71,8%, predominando nesse período os ventos provenientes dessa direção, com frequência baixa nas direções SE (11,8%), SW (3,7%) e NW (12,7%).

Durante o período diurno, verificou-se a formação de sistemas convectivos e, conseqüentemente, de sistemas locais de baixa pressão, enfraquecendo a influência da circulação geral da atmosfera. Nesse período do dia, verificou-se maior espalhamento da direção predominante dos ventos. Tal fato não foi verificado durante a noite, quando se observou, em razão da menor disponibilidade de energia, menor ocorrência de convecção, o que resultou numa influência maior da circulação geral atmosférica.

Foi realizada uma análise da distribuição de frequência da direção do vento, nas diferentes épocas do ano (Figura 7).

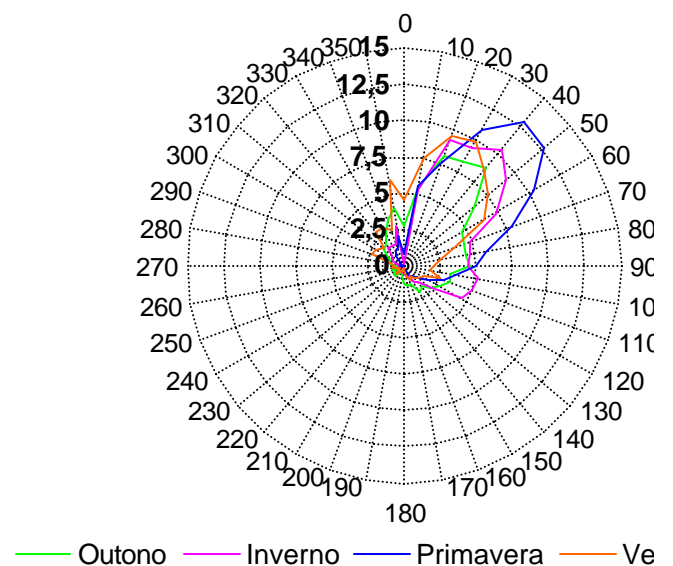


Figura 7 – Distribuição da direção do vento em graus para outono, inverno, primavera e verão (dia juliano 106-337/1999 a 09-31/2000).

Na Figura 7, mostra-se que, em condições de alta insolação com níveis de radiação solar acima de 600 Wm^{-2} , o vento foi predominantemente de nordeste (NE) em todas as épocas do ano: outono (março/junho), inverno (junho/setembro), primavera (setembro/dezembro) e verão (dezembro/março), havendo, porém, diferenças na frequência da direção do vento em cada uma das estações.

Durante a primavera (set./dez.) ocorreram as mais altas frequências de ventos NE, representando 76,4% do período, enquanto a mais baixa frequência de ventos NE ocorreu durante o outono (mar./jun.), contribuindo com 49,4% nesse período. Ao contrário, no quadrante SE, o outono apresentou maior frequência, ou seja, 24%, enquanto na primavera essa frequência foi de 17%. Isso pode ser justificado pela baixa latitude do local e pelo posicionamento da ZCIT. Na primavera e no verão, a ZCIT desloca-se para o Hemisfério Sul, permitindo que, nesse local, os alísios de NE se intensifiquem. No outono e inverno, o deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Norte enfraqueceu os ventos de NE, permitindo que os alísios de SE tenham influência naquela localidade.

4.4. Ciclo diário da concentração de CO_2 dentro (32 m) e acima do dossel (56 m)

Na Figura 8, mostram-se as concentrações de CO_2 no nível de amostragem acima (56 m) e dentro do dossel (32 m). Observa-se, nessa figura, que os dois níveis apresentam padrão de comportamento semelhante, com a ressalva de que o interior do dossel apresenta concentrações superiores à da atmosfera acima dele durante todo o período noturno e o início do dia, até aproximadamente 8h5, a partir desse horário ocorrendo inversão no comportamento das camadas, passando, então, a ser maior a concentração de CO_2 acima do dossel. Isso indica que, a uma altura de 56 m, a concentração atmosférica de CO_2 ainda depende da interação com a Floresta Amazônica, em qualquer período do dia. Observou-se, em ambas as alturas, um ciclo diurno, em que durante o período da noite a concentração de CO_2 vai aumentando gradativamente, verificando, após o nascer-do-sol, diminuição contínua nessa concentração.

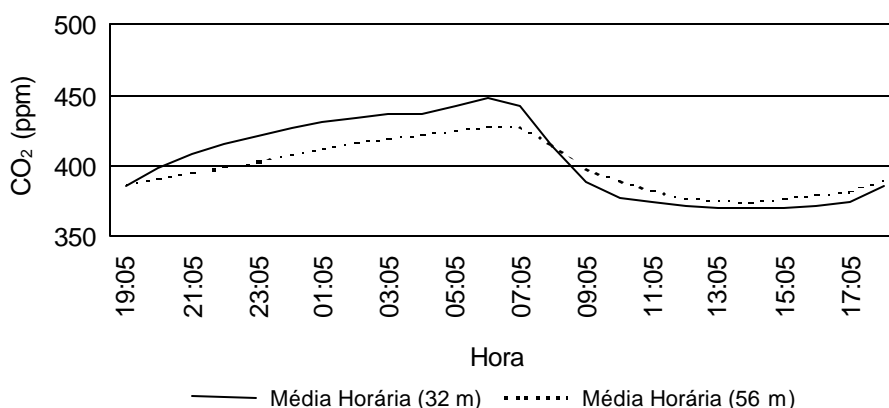


Figura 8 – Variação média horária da concentração de CO₂ (ppm) dentro do dossel (32 m) e acima do dossel (56 m), durante todo o período de coleta de dados (dj 106 a 209).

Na Figura 8, mostram-se as concentrações de CO₂, no nível de amostragem acima (56 m) e dentro do dossel (32 m). Observa-se, nessa figura, que os dois níveis apresentam padrão de comportamento semelhante, sendo que o interior do dossel exibe concentrações superiores à da atmosfera acima dele durante todo o período noturno e o início do dia, até aproximadamente 8h5, ocorrendo, a partir desse horário, inversão no comportamento das camadas, passando, então, a ser maior a concentração de CO₂ acima do dossel. Isso indica que, a uma altura de 56 m, a concentração atmosférica de CO₂ ainda depende da interação com a Floresta Amazônica, em qualquer período do dia. Observou-se, em ambas as alturas, um ciclo diurno em que, durante o período da noite, a concentração de CO₂ ia aumentando gradativamente, sendo que, após o nascer-do-sol, verificava-se diminuição contínua nessa concentração.

Em ambas as camadas, as concentrações máximas ocorreram ao amanhecer e, as mínimas, no início da tarde. No interior do dossel, a concentração de CO₂ variou de 385 ppm às 19h5 a um máximo de 447 ppm às 6h5, sofrendo diminuição a partir deste horário, chegando a um mínimo de 370 ppm à 13h5 e mantendo esse valor por aproximadamente uma hora; em seguida, voltou a aumentar sua concentração no período final do dia.

A concentração acima do dossel às 19h5 foi de 387 ppm, passando a um máximo de 428 ppm às 6h5, e a partir deste horário diminuiu, alcançando o valor de 376 ppm às 13h5, e, cerca de uma hora depois, começou a aumentar.

As mudanças diárias na concentração de CO₂, na biosfera das florestas, resultaram das variações tanto no transporte de "momentum" quanto na biossíntese realizada pelo dossel.

A variação da concentração, em ambas as camadas, apresentou comportamento típico do CO₂ em virtude das respostas à interações biomassa/atmosfera. Segundo QUAY et al. (1989), a concentração de CO₂ troposférico, estimado para a bacia amazônica, foi de 342, 345 e 348 ppm nos anos de 1983, 1985 e 1987, respectivamente. O valor médio da concentração de CO₂ medido no período estudado foi 427,2 e 339,0 dentro do dossel e acima dele, respectivamente, indicando valores próximos aos valores troposféricos medidos pelos referidos autores.

Na Figura 9, mostram-se, além do nível acima do dossel, as variações da concentração de CO₂ em diferentes camadas dentro do dossel. Isso permitiu melhor discussão sobre a contribuição dos diferentes níveis do dossel, na variação da concentração de CO₂ no ecossistema amazônico, na região de estudo.

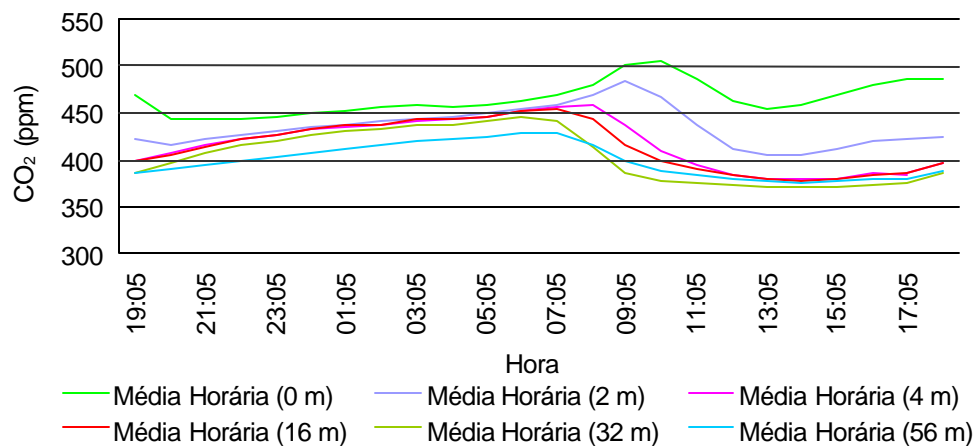


Figura 9 – Variação média horária da concentração de CO₂ (ppm) dentro do dossel (níveis de amostragem de 0, 2, 4, 16 e 32 m) e acima dele (nível de amostragem de 56 m).

Após o nascer-do-sol, os níveis de 56, 32 e 4 m apresentaram acentuada diminuição na concentração de CO₂ (Figura 9), o que coincidiu com o início do ciclo diurno da radiação solar, induzindo a convecção turbulenta na porção baixa da camada-limite. WOFSY et al. (1988) observaram que a altura da camada turbulenta sobre a Floresta Amazônica aumentou a taxas muito rápidas ao amanhecer ($8 - 12 \text{ cm s}^{-1}$), resultando em uma camada turbulenta à tarde, com altura superior a 1.800 m. Outro fator que auxilia na diminuição da concentração de CO₂ é o início da fotossíntese pelo dossel. No meio da tarde, observou-se o menor valor na concentração de CO₂ nesses níveis. No início da noite, iniciou-se um gradual aumento na concentração de CO₂, que se estendeu até o início da manhã, podendo ser explicado pela inexistência de atividade fotossintética do dossel e pela emissão de CO₂ realizada pela respiração das plantas e do solo.

Os níveis de 0, 2 e 4 m apresentaram comportamento desvinculado das demais camadas, com destaque nos dois primeiros, com a ressalva de que, até a metade da manhã, a concentração de CO₂ continua a aumentar, vindo a diminuir somente após esse horário. Isso pode ser explicado pelo fato de esses níveis receberem menor quantidade de radiação, em razão da extinção realizada pelo dossel, o que minimiza os movimentos convectivos. A baixa disponibilidade de radiação solar, bem como a alta concentração de vapor de água no ar, diminui a condutância estomática nesses níveis da floresta, contribuindo para redução na taxa fotossintética e favorecendo, assim, o acúmulo de CO₂. Alguns autores também têm relatado esse desacoplamento, sendo as trocas de CO₂ nas camadas próximas à superfície do solo mais influenciadas internamente, enquanto as camadas superiores do dossel fazem maior troca com a atmosfera (RIBEIRO et al., 1996; Farquar, 1980). SCHLESER e JAYASEKERA (1985), estudando a floresta, verificaram que, entre 1 e 5 m de altura, 23-35% do CO₂ assimilado originava-se do solo, enquanto no topo das árvores menos de 10% do CO₂ utilizado era de origem biogênica. Durante a noite, o dossel torna-se armazenador efetivo de gases emitidos pelo solo e pelas plantas. As concentrações de CO₂ aumentaram, coincidindo com redução nas taxas de mistura da camada-limite e

desenvolvimento de uma camada de inversão no nível do dossel (aproximadamente 24 m). As concentrações uniformes de CO₂ observadas em 2 de agosto, a 10-27 m, indicam a possibilidade de ocorrência de uma turbulência (mistura) noturna ativa sob o dossel.

Na Figura 10, mostra-se a variação sazonal da concentração de CO₂ no dossel (0 a 32 m) e acima da floresta (56 m), sendo verificado aumento da concentração ao longo do ano.

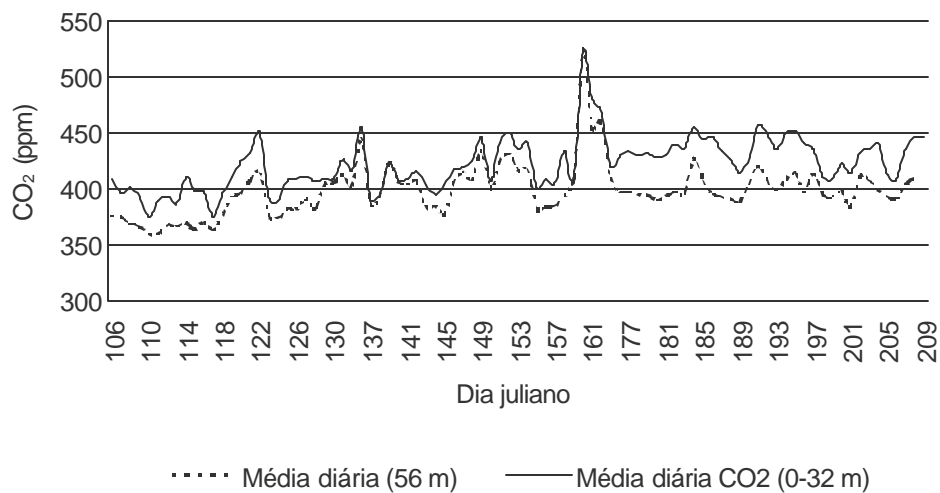


Figura 10 – Variação média diária da concentração de CO₂ (ppm) dentro do dossel entre os níveis de amostragem 0 m e 32 m e acima do dossel no nível de amostragem de 56 m.

A concentração média de CO₂, no período compreendido entre os dias julianos 106 a 148 (PUMO) e a época com maior ocorrência de chuvas, foi de 407 e 389 ppm. A partir do dia 149, verificou-se menor ocorrência de chuva (PS), sendo a concentração de CO₂ de 435 e 407 ppm, no dossel e acima da floresta, respectivamente. A menor concentração de CO₂, apresentada pelo período úmido, deve refletir a maior atividade fotossintética observada nessa época do ano, uma vez que a assimilação de carbono chega a ser mais de 50% daquela verificada no período de seca. Outro fator que pode explicar tal

fato seria uma possível maior atividade respiratória da floresta, na época úmida, como resposta a uma maior disponibilidade de energia no período.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo analisar as variações diária e sazonal da concentração e dos fluxos de CO₂ acima e dentro do dossel da floresta, assim como a influência dos elementos do clima sobre essas variações na região leste da Amazônia. Os dados utilizados no presente trabalho constituíram parte da pesquisa realizada pelo Projeto ECOBIOMA na região amazônica e foram coletados na área experimental da floresta, localizada no interior da Floresta Nacional de Caxiuanã (latitude de 01° 35'S, longitude de 48° 63'W e altitude de 60 m), Município de Melgaço, PA, localizado 400 km a oeste da Cidade de Belém, PA.

Foi utilizada uma torre de alumínio de 56 m de altura, onde foi feita a instalação dos equipamentos de medida. As medidas de fluxos foram realizadas no topo dessa torre, utilizando-se um sistema de correlação de vórtices turbulentos, composto de um anemômetro sônico tridimensional e de um analisador de gás a infravermelho.

As medidas meteorológicas foram obtidas, utilizando-se uma estação meteorológica automática instalada, também, no topo da referida torre. Foram obtidas, ainda, as concentrações de CO₂ em seis níveis dentro do dossel. A coleta de dados foi feita no período de 16 de abril de 1999 a 31 de janeiro de 2000, sendo obtidos os totais ou as médias horárias.

Neste estudo, foram escolhidos três períodos típicos, caracterizados pela diferente frequência dos eventos de precipitação. O primeiro foi o período úmido com maior ocorrência de chuvas (PUMO); o segundo, o período úmido de menor ocorrência de chuvas (PUNO); e o terceiro, o período seco (PS), em que se observou o menor número de eventos de chuva. O valor médio de fluxo de CO₂, em todos os três períodos, foi negativo, indicando que a floresta absorve mais que emite CO₂. Em geral, observou-se maior fluxo na época chuvosa, em relação à seca explicada pela maior disponibilidade de água dos solos.

Em termos de médias, os fluxos foram -1,42 μmol m⁻² s⁻¹ para o PUMO, -2,43 μmol m⁻² s⁻¹ para o PUNO e -0,80 μmol m⁻² s⁻¹ para o PS. Também, em termos de médias, a acumulação de carbono nessa localidade ocorreu a uma taxa de 1,55 μmol m⁻² s⁻¹, o que correspondeu a uma fixação de 5,87 t C ha⁻¹ ano⁻¹. As concentrações médias de CO₂, no dossel e no nível de coleta acima dele, mostraram-se correlacionadas.

A variação diurna da concentração de CO₂, na floresta, apresentou comportamento cíclico, observando-se aumento na concentração durante a noite e diminuição rápida após o nascer-do-sol. A concentração média de CO₂ foi sempre maior no período mais úmido, em relação ao período seco.

Verificaram-se concentrações médias de CO₂ de 407 e 389 ppm e de 435 e 407 ppm, respectivamente no dossel e acima da floresta e nos períodos úmido e seco. Como a predominância da direção do vento é NE, os fluxos monitorados neste estudo, nesse sítio experimental, vieram desse ponto cardinal. Durante o dia, verificou-se maior espalhamento da direção predominante dos ventos, indicando que os fluxos monitorados apresentavam contribuição local maior. Durante a noite, os ventos eram mais direcionados para NE, indicando menor contribuição local nos fluxos medidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEGON, M.; FITTER, A. H. CO₂ fluxes over plant canopies and solar radiation. **A Review Advances in Ecological Research**, v.26, p.1-51, 1995.

CABRAL, O. M. R.; McWILLIAM, A. L. C.; ROBERTS, J. M. In-canopy microclimate of Amazonian forest estimates of transpiration. Amazonian deforestation and Climate. In: _____. Amazonian deforestation and climate. [S.l.]: John Wiley and Sons, 1996. p. 81-99.

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F.; da S.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v.4, n. 11, p.34-40, 1989.

COHEN, S.; COHEN, Y. Field studies of leaf conductance response to enviromental variables in citrus. Journal of Applied Ecology, v.20, p. 561-570, 1983.

COLLATZ, G. J. et al. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration; a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.54, p.107-136, 1991.

CONDIT, R.; HUBBELL, S. P.; FOSTER, R. B. **Ecological monographs**, v.65, p.419, 1995.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. The water balance of the Amazon basin: dependence on vegetation cover and canopy conductance. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v.102, n. D20, p. 23973-23990, 1997.

CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. The albedo of Amazonian Forest and ranch land. **Journal of Climate**, v.8, p. 1545-1554, 1994.
DOLMAN, A. J.; VAN DEN BURG, G. J. Stomatal behaviour in an oak canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.43, p.99-108, 1988.

FARQUHAR, G. D.; CAEMMERER, S.; BERRY, J. A. A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. **Planta**, v.149, p.79-90, 1980.

FOLEY et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, n.4, p.603-628, 1996.

GASH, J. H. C. et al. An overview of ABRACOS, 1995. In: ____. Amazonian deforestation and climate. [S.l.]: **John Wiley and Sons, 1996. p. 1-14.**

GOMES FILHO, M. F.; SOUZA, E. P. de; BECKER, C. T. Sistemas convectivos de mesoescala com precipitação intensa na Paraíba: um estudo de casos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.11, n.1/2, p.36-43, 1996.

GRACE, J. et al. Carbon dioxide uptake by undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonia, 1992 to 1993. **Science**, v.270, p. 777-780, 1995.

GRACE, J.; OKALI, D. U. U.; FASEHUN, F. E. Stomatal conductance of two tropical trees during the wet season in Nigeria. **Journal of Applied Ecology**, v.19, p.659-670, 1982.

JARVIS, P. G. et al. Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a boreal black spruce forest. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p.28953-28966, 1997.

LEUNING, R. et al. Leaf nitrogen, photosynthesis, conductance and transpiration: scaling from leaves to canopies. **Plant, Cell and Environment**, v.18, p.1183-1200, 1995.

LISBOA, P. L. B.; FERRAZ, M. G. **Estação científica Ferreira Penna – ciência e desenvolvimento sustentável na Amazônia**. Belém-Pará: Supercores, 1999. 151 p.

MALHI, Y. et al. Carbon dioxide transfer over a central amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v.31, p.31593-31612, 1998.

MIELK et al. Leaf gas exchange in a clonal eucalypt plantation as related to soil moisture, leaf water potential and microclimate variables. **Trees**, v.14, p.263-270, 2000.

MIELK et al. Stomatal control of transpiration in the canopy of a clonal *Eucalyptus grandis* plantation. **Trees**, v.13, p.152-160, 1999.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismo de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p.107-117, 1987.

MONCRIEFF, J. et al. Trace gas exchange over terrestrial ecosystem: methods and perspectives in micrometeorology. **Journal of Experimental Botany**, v.48, n.310, p.1133-1142, 1997.

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

QUAY, P.; KING, S.; WILBUR, D. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of atmospheric CO_2 in the Amazon basin: forest and river sources. **Journal of Geophysical Research**, v.94, n.D15, p.18,327-18,336, 1989.

RIBEIRO, A. et al. Análise do regime pluviométrico da região amazônica a partir de dados de onze localidades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.11, n.1/2, p.25-35, 1996.

ROBERTS, J. et al. Transpiration from an Amazonian Rainforest calculated from stomatal conductance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.65, p.175-196, 1993.

ROCHA, H. R. **CO₂ fluxes over the brazilian tropical rain forest and cerrado vegetation: a review of recent measurements and modeling data**. Rio de Janeiro: COPPE Report. Energy Planning Program, fevereiro, 1996. p.68-77.

SCHLESER, G. H.; JAYASEKERA, R. $\delta^{13}\text{C}$ variations of leaves in forests as an indication of reassimilated CO_2 from the soil. **Oecologia**, v.65, p.536-542, 1985.

SHUTTLEWORTH, W. J. et al. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian Forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v.110, p.1143-1162, 1984.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian Rainforest. **Proc. R. Soc. Lond.**, v.b233, p.321-346, 1988.

TIAN et al. Effects of interannual climate variability on carbon storage in amazonian ecosystems. **Nature**, v.396, p.664-667, 1998.

WHITEHEAD, D.; OKALI, D. U. U.; FASEHUN, F. E. Stomatal response to enviromental variables in two tropical forest species during the dry season in Nigeria. **Journal of Applied Ecology**, v.18, p.571-587, 1981.

WILLIAMS, M. et al. Seasonal variation in net carbon exchange and evapotranspiration in a Brazilian rain forest: a modeling analysis. **Plant, Cell and Environment**, v.21, p.953-968, 1998.

WOFSY, S. C.; HARRIES, R. C.; KAPLAN, W. A. Carbon dioxide in amosphere over the amazon basin. **Journal Geophysical Research**, v.93, p.1377-1388, 1988.