

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
CIÊNCIAS DE FLORESTAS TROPICAIS

ESTUDO DAS TROCAS DE ENERGIA SOBRE A FLORESTA AMAZÔNICA

MARIA BETÂNIA LEAL DE OLIVEIRA

Manaus, Amazonas
2010

MARIA BETÂNIA LEAL DE OLIVEIRA

ESTUDO DAS TROCAS DE ENERGIA SOBRE A FLORESTA AMAZÔNICA

ORIENTADOR: ANTONIO OCIMAR MANZI

CO-ORIENTADOR: CELSO VON RANDOW

Tese apresentada ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Ciências de Florestas Tropicais.

Manaus, Amazonas
2010

O48 Oliveira, Maria Betânia Leal de
Estudo das trocas de energia sobre a Floresta Amazônica / Maria Betânia
Leal de Oliveira. --- Manaus : [s.n.], 2010.
xvi, 127 f. : il. color.

Tese (doutorado)-- INPA, Manaus, 2010
Orientador : Antônio Ocimar Manzi
Co-orientador : Celso von Randow
Área de concentração : Ciências de Florestas Tropicais

1. Evapotranspiração. 2. Covariância dos vórtices turbulentos.
3. Cintilometria. 4. Balanço energético. I. Título.

CDD 19. ed. 634.6

Com carinho, aos meus pais Francisco Luiz de Oliveira
e Maria de Lourdes Leal Oliveira e aos meus irmãos
Lizandra Leal de Oliveira, Adma Leal de Oliveira e
Francisco Luiz de Oliveira Júnior OFEREÇO.

A todos aqueles que acreditaram e apoiaram o meu
trabalho DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Antonio Ocimar Manzi, pela orientação recebida durante todo o mestrado e doutorado, paciência, compreensão e incentivo expressados na realização deste trabalho. Pelas críticas, correções e sugestões relevantes feitas durante a orientação.

Ao Dr. Celso von Randow, pela orientação desde antes do mestrado, e que me ensinou com prazer e dedicação grande parte do que sei de micrometeorologia. Pelo intenso apoio na elaboração de artigos científicos bem como pela disponibilidade e amizade então demonstradas.

Em nome dos Drs. Antônio Donato Nobre e Alessandro Carioca de Araújo, expresso um agradecimento muito especial a todos aqueles que trabalharam na obtenção da mais longa série de dados micrometeorológicos coletados na Amazônia.

Ao Dr. Alessandro Augusto dos Santos Michiles, pela disponibilidade e paciência em transmitir seus ensinamentos, pelas sugestões, críticas e correções, e, principalmente, pela sua grande amizade.

Ao Dr. José Francisco de Carvalho Gonçalves, coordenador do Curso de Pós Graduação em Ciências de Florestas Tropicais, pelo acompanhamento dispensado ao longo do doutorado e disponibilidade para resolver questões administrativas e acadêmicas relacionadas com o curso.

Aos professores da Universidade Federal de Santa Maria, em especial Dr. Otávio Acevedo, Dr. Osvaldo Moares e Dr. Gervázio Degrazia, pelos ensinamentos e apoio científico ao longo de disciplinas cursadas durante o doutorado.

Ao INPA e ao Programa LBA pela disponibilização dos dados utilizados nesta pesquisa, bem como pelo apoio quando cheguei à Manaus.

Ao Dr. Francis Wagner Correia e ao Prof. Fernando pela liberação de minhas atividades como Laboratorista da Universidade do Estado do Amazonas, para executar trabalho de campo na Reserva Biológica do Cuieiras.

Às minhas amigas Jaidete Monteiro de Souza e Sheilla Cristine pela indispensável ajuda nos momentos difíceis, com palavras de força e incentivo, além do apoio para que este trabalho fosse concluído.

Às minhas amigas Rosa Maria e Françoise Yoko pelo apoio, amizade e, sobretudo, pela paciência na fase final do doutorado.

A todos os professores do curso de meteorologia da UEA pelo companheirismo e amizade.

Aos meus queridos amigos do LIM, Paulo Rogério de Aquino Arlino, Jorge Martins de Melo e Jorge Luis Martins Nogueira pelo companheirismo, pelos ensinamentos e pela amizade, principalmente.

Aos meus colegas Hans Zimmermann, Cláudio Alberto Teichrieb e sua esposa Sandra pela excelente amizade, acolhimento e apoio manifestado na minha estadia em Santa Maria.

A Veber Moura pela disponibilidade em coletar os dados no campo, por sua dedicação em ajudar e, sobretudo por sua amizade.

Aos bons amigos do LBA pela excelente convivência durante o desenvolvimento do trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas, pela bolsa concedida durante quatro anos do doutorado e pelo apoio à participação em congressos.

Aos meus queridos e amados sobrinhos que tanto trazem felicidades para minha vida: Ana Beatriz Oliveira Diniz, Maria Clara Oliveira Diniz e Júlio Cesar Oliveira Andrade.

Aos meus irmãos, Adma Leal de Oliveira, Francisco Luiz de Oliveira Júnior e Lizandra Leal de Oliveira, pelos divertidos e turbulentos momentos que passamos juntos e pela consideração que me tem dispensada.

Aos meus pais Francisco Luis de Oliveira e Maria de Lourdes Leal de Oliveira pela sólida formação dada até minha juventude, que me proporcionou a continuidade nos estudos até a chegada a este doutorado, meus eternos agradecimentos.

E, finalmente, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Incertezas na determinação das componentes do balanço de energia implicam em limitações na aplicabilidade destas medidas para estudos da interação solo-vegetação-atmosfera e para a validação de modelos climáticos e de superfície. Nesta tese foram avaliados diversos aspectos da medição das componentes do balanço de energia e principalmente dos fluxos turbulentos, em uma área de floresta de terra firme, na Reserva Biológica do Cuieiras do INPA, localizada na região central da Amazônia. Em geral, as medidas de fluxo de calor sensível (H) e de fluxo de calor latente (LE) obtidas pela técnica de covariância dos vórtices turbulentos (CVT) são sistematicamente subestimadas em sítios de floresta, em relação ao saldo de radiação medido. Para avaliar este problema do fechamento do balanço de energia, além das medidas de fluxos de calor latente (LE) e de calor sensível no ar (H), foram considerados o fluxo de calor sensível no solo (G), armazenamento de energia no ar (S_a), na biomassa (S_b), na camada entre o chão da floresta a altura dos sensores de medição dos fluxos turbulentos, armazenamento de energia no solo (S_g) e a energia consumida durante o processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição (P), em dez dias de dados da estação seca e dez dias da estação chuvosa. Em escala diária, S_a , S_b , S_g e P não ultrapassaram 3% do saldo de radiação (R_n), porém ao considerar as medidas em escala horária, foi verificado um aumento no fechamento do balanço de energia de até 8%. Adicionalmente, com a utilização da técnica de cintilometria, foram observados maiores valores de H do que o determinado pela técnica CVT, com maiores diferenças verificadas para médias de 10 minutos e menores para intervalo de 1 hora, indicando uma limitação da técnica CVT em medir os fluxos em escala de tempo relativamente longa. Neste sentido, para uma análise da variabilidade dos fluxos e da partição de energia em longo prazo, foram necessárias correções às medidas de H e LE . A magnitude e sazonalidade dos fluxos turbulentos de energia (H e LE) foram controladas pela disponibilidade de energia à superfície, com 75% do saldo de radiação sendo utilizado para os processos evapotranspirativos e 25% para aquecimento do ar. A evapotranspiração (ETP) apresentou uma sazonalidade com valores mais elevados na estação seca, onde o saldo de radiação e déficit de pressão de vapor (VPD) foram predominantemente os controles desse processo. No entanto, quando o período seco refletiu numa diminuição considerável do conteúdo de água armazenado no solo (S_{solo}) e da condutância da superfície (g_s), o alto déficit de pressão de vapor não foi suficiente para manter elevada a ETP . Um estudo da variabilidade espacial dos fluxos também foi feito, comparando medidas dos fluxos de energia em duas posições topográficas (platô e baixio) do sítio experimental. As componentes do balanço de energia apresentaram diferenças significativas entre os locais e entre as estações, principalmente no caso dos fluxos H e LE , onde LE foi até 65% maior no platô durante a estação seca. P foi semelhante nos dois locais enquanto os demais termos foram consideravelmente superiores no baixio e na estação seca.

ABSTRACT

Uncertainties on the determination of the components of the energy balance at the surface imply in limitations on the applicability of these measurements for studies of soil-vegetation-atmosphere interactions and for the validation of climate and surface models. In this thesis, many aspects of the measurement of the energy balance components, especially of turbulent fluxes, were investigated, in an area of terra firme forest, at the Biological Reserve of Cuieiras of INPA, located in Central Amazonia. In general, measurements of sensible heat flux (H) and latent heat flux (LE) obtained by the eddy covariance technique (CVT) are systematically underestimated in forest sites, in relation to the measured amount of available energy. To investigate this problem of energy balance closure, besides measurements of latent and sensible heat fluxes in the air, other terms were considered, such as sensible heat fluxes in the soil (G), energy storage rates in the air (S_a), biomass (S_b) and in the soil (S_g), in the layer among the ground of the forest the height of the sensor of measurement of the turbulent fluxes, and the energy rates consumed during photosynthesis and released during plant respiration and decomposition processes (P), for 10 days of the dry and rainy seasons. On daily scales, S_a , S_b , S_g and P were lower than 3% of the net radiation (R_n), however when measurements at hourly scales are considered, an increase on the energy closure of up to 8% was obtained. Additionally, with the use of the scintillometry technique, values of H higher than the ones obtained by the CVT were observed, with the biggest differences occurring for 10-min averages and lowest for 1-hour intervals, what indicates a limitation of the CVT technique to measure fluxes in relatively long temporal scales. In this sense, for a long term analysis of the flux variability and of the partition of energy, corrections to H and LE were necessary. The amount and seasonal variability of turbulent fluxes (H and LE) were controlled by the energy available at the surface, with 75% of the net radiation being used for evapotranspiration and 25% for the heating of the air. The evapotranspiration (ETP) varied seasonally with higher values in the dry season, when the available energy and vapor pressure deficit (VPD) were its main controllers. However when the dry season presented a considerable reduction of the soil water content (S_{solo}) and of the surface conductance (g_s), the high vapor pressure deficit was not enough to maintain an elevated ETP . A study of the spatial variability of the fluxes was also done, comparing measurements of the energy fluxes in two topographic positions (plateau and valley) at the site. The components of the energy balance presented significant differences between the locations and between the seasons, especially in the case of H and LE fluxes, where LE was up to 65% higher in the plateau during the dry season. P was similar at both places, while the remaining terms were significantly higher in the valley and in the dry season.

SUMÁRIO

Lista de tabelas	xi
Lista de figuras	xii
Capítulo 1 - Introdução	1
1.1. Introdução geral	1
1.2. Objetivo geral	4
1.3. Objetivos específicos	4
1.4. Organização da tese	5
Capítulo 2 - Componentes do balanço de energia na floresta amazônica	6
2.1. Introdução	7
2.2. Metodologia	9
2.2.1. Sítio experimental	9
2.2.2. Balanço de energia	9
2.2.3. Saldo de radiação	10
2.2.4. Fluxos turbulentos	10
2.2.5. Energia armazenada no ar abaixo da copa e biomassa	12
2.2.6. Fluxo de calor no solo e armazenamento de energia na camada de solo	14
2.2.7. Energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração e decomposição	14
2.3. Resultados	15
2.4. Discussões	22
2.5. Conclusões	25
Capítulo 3 - Explorando medidas com um sistema de covariância de vórtices turbulentos e um cintilômetro de larga abertura numa floresta de terra firme na Amazônia	26
3.1. Introdução	26
3.2. Fundamentação teórica	29
3.2.1. Fluxos usando cintilometria	29
3.2.2. Estimativas da área fonte	31
3.3. Descrição experimental	33

3.3.1. Medidas e descrição do sítio	33
3.3.2. Correções para vibrações da torre	36
3.4. Resultados e discussões	38
3.4.1. Subcamada rugosa e área fonte dos sistemas	39
3.4.2. Fluxos de calor sensível medidos pelo CVT e CLA	41
3.4.3. Baixa frequência e r_{wT}	42
3.4.4. Fechamento do balanço de energia	48
3.5. Conclusões	49
Capítulo 4 - Variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia em floresta primária na Amazônia Central	50
4.1. Introdução	50
4.2. Materiais e métodos	53
4.2.1. Sítio experimental e características gerais da floresta	53
4.2.2. Instrumentação e medidas	54
4.2.3. Processamento dos dados e continuidade	55
4.2.4. Condutância da superfície	56
4.3. Resultados e discussões	58
4.3.1. Variáveis meteorológicas	59
4.3.2. Conteúdo de água no solo	64
4.3.3. Fluxos de energia	64
4.3.4. Evapotranspiração	67
4.3.5. Condutância da superfície	70
4.4. Conclusões	72
Capítulo 5 - Trocas de energia sobre áreas de floresta de platô e de baixio na Amazônia Central	74
5.1. Introdução	75
5.2. Materiais e métodos	77
5.2.1. Sítio experimental e climatologia local	77
5.2.2. Coleta de dados	77
5.2.3. Balanço de energia	79
5.2.4. Fluxos turbulentos de calor sensível, latente e de CO ₂	79

5.2.5. Energia consumida (liberada) nos processos de fotossíntese (respiração), e armazenamento de energia na camada superior de solo	80
5.2.6. Taxa de armazenamento de energia no ar	80
5.2.7. Taxa de armazenamento de energia na biomassa	81
5.3. Resultados e discussões	83
5.3.1. Disponibilidade dos dados	83
5.3.2. Balanço de radiação	83
5.3.3. Fluxos de calor latente e sensível	86
5.3.4. Energia consumida/liberada nos processos de fotossíntese/respiração	89
5.3.5. Fluxo de calor e armazenamento de energia no solo	89
5.3.6. Taxa de armazenamento de energia no ar	91
5.3.7. Taxa de armazenamento de energia na biomassa	93
5.3.8. Balanço de energia	94
5.4. Conclusões	96
Capítulo 6 – Conclusão e Recomendações	98
6.1. Conclusão	98
6.2. Recomendações	101
Referências bibliográficas	102
Anexo A – Artigo publicado em periódico internacional	116

Lista de tabelas

	<u>Pág.</u>
2.1. Lista de medidas, instrumentos utilizados e altura ou profundidade das medidas utilizadas neste estudo.	11
3.1. Fechamento do balanço de energia para diferentes faixas de r_{wT} . Os dados inclusos nessa análise são medidas de meia hora, durante condições estáveis diurnas.	48
4.1. Valores anuais para as variáveis meteorológicas medidas no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34).	59
4.2. Valores trimestrais para as variáveis meteorológicas medidas no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34) durante a estação seca.	61
4.3. Valores trimestrais para as variáveis meteorológicas medidas no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34) durante a estação chuvosa.	62
4.4. Valores médios anuais para o saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), evapotranspiração (E) e razão de Bowen (β) medidos no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34). A média e desvio padrão foram calculados para os anos nos quais coincidem as quatro primeiras variáveis.	69
5.1. Frações entre as componentes do balanço de energia e o saldo de radiação para o platô e baixio nos períodos 28 de fevereiro a 07 de março de 2007 (estação chuvosa) e 29 de agosto a 02 de setembro de 2006 (estação seca).	95

Lista de Figuras

	<u>Pág.</u>
2.1. Séries temporais da radiação solar incidente (K_{in}), temperatura do ar (T_{ar}), déficit de pressão de vapor (VPD), e totais diários de precipitação medidos em sítio de floresta do LBA em Manaus, em 2005.	16
2.2. Séries temporais do armazenamento de água no solo (mm dia^{-1}) em dois tubos de sonda de nêutrons nas proximidades da torre K34, em locais topograficamente diferentes, no período de dezembro de 2001 a outubro de 2005.	17
2.3. Frações médias diárias dos termos da equação do balanço de energia em função do saldo de radiação (R_n) para o sítio de floresta do LBA em Manaus, em 2005.	18
2.4. Esquerda: ciclos diários médios do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G); Direita: ciclos diários médios das taxas de armazenamento de energia no ar (S_a), biomassa (S_b) camada superior de solo (S_g), para ambos os períodos chuvoso (superior) e seco (inferior).	19
2.5. Superior: Regressão linear entre a soma dos fluxos $H+LE+G$ e o saldo de radiação (R_n); Inferior: Regressão linear entre a soma dos fluxos ($H+LE+G+S_a+S_b+S_g+P$) e o saldo de radiação (R_n); Esquerda: período chuvoso; Direita: período seco.	21
2.6. Ciclos diários médios do fechamento do balanço de energia observado durante a estação chuvosa (superior) e seca (inferior), ambos incluindo ou não os vários termos do armazenamento de energia.	22
2.7. Fechamento do balanço de energia para diferentes escalas de tempo da média usada nos cálculos da covariância dos vórtices turbulentos para os períodos chuvoso e seco.	24

- 3.1. Localização do sítio experimental K34, na Amazônia Central. As barras verticais mostram as posições das torres (CVT indica a torre do sistema de covariância dos vórtices turbulentos) e a linha pontilhada indica o caminho do CLA. 34
- 3.2. Estimativa da altura de deslocamento (d) e comprimento de rugosidade (z_0) do sítio de floresta K34 na Amazônia Central, de acordo com a direção do vento. 35
- 3.3. Espectro do sinal de intensidade medido pelo CLA para o 26 de maio de 2005, 14:00 h (linha pontilhada), junto com a curva do espectro teórico ajustada para os dados (linha contínua). 37
- 3.4. Exemplo de série temporal do fluxo de calor sensível a cada meia hora no sítio K34 medido pelo CLA e sistema de covariância dos vórtices. 39
- 3.5. Representação da área fonte do CVT e CLA observado com a direção do vento perpendicular ao caminho CLA. A linha pontilhada vertical mostra o caminho do CLA e as áreas sombreadas representam as áreas fontes de 90% e 80% de contribuição para medida de fluxo. 40
- 3.6. Fluxo de calor sensível pela técnica de covariância (CVT) e pelo CLA, de acordo com a direção do vento. 41
- 3.7. Medidas do parâmetro estrutura da temperatura pela covariância dos vórtices, dimensionado pela altura de medida e escala de temperatura da turbulência, como uma função de $-\zeta$. As linhas mostram as funções de estabilidade $f_T(\zeta)$ dos diferentes estudos. Pontos realçados são medidas onde $0,1 < r_{wt} < 0,3$. 43
- 3.8. Fluxo de calor sensível medido pelo CLA e pelo CVT durante o dia 28 de maio de 2005, no sítio K34. 44

- 3.9. Variabilidade da escala dos fluxos de calor sensível e coeficientes de correlação observados no dia 148 de 2005: (Esquerda) contribuições para o fluxo de calor de acordo com a escala de comprimento dos movimentos; (direita) r_{wT} medido usando diferentes intervalos de tempo. Comprimento e escalas de tempo são mostrados no eixo x da primeira figura (escalas de comprimento foram calculadas pela escala temporal usando hipótese de Taylor). 45
- 3.10. Frações H_{CLA} / H_{CVT} , para períodos de médias de 10 min, 30 min e 1 hora, de acordo com classes do coeficiente de correlação $w-T$ (r_{wT}). 46
- 3.11. Razão de C_T^2 medido pelo CLA e CVT, dimensionado para levar em conta a dependência da altura, para classes do coeficiente de correlação $w-T$. As linhas horizontais conectam as médias de cada classe. 47
- 4.1. Séries temporais para valores mensais da precipitação (mm mês^{-1}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade específica (g kg^{-1}), déficit de pressão do vapor (hPa), radiação solar incidente e refletida (W m^{-2}), radiação emitida pela superfície e pelos constituintes atmosféricos (W m^{-2}), albedo e armazenamento de água no solo (mm mês^{-1}). 60
- 4.2. Esquerda: Ciclos anuais médios para a radiação solar incidente (K_{in}) e refletida (K_{out}), radiação emitida pela superfície (L_{out}) e pelos constituintes atmosféricos (L_{in}), todos em W m^{-2} ; Direita: albedo médio mensal para todos os anos (pontos) e ciclo anual médio (linha), adimensional. 63
- 4.3. Séries temporais para valores médios mensais do saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, todos em W m^{-2} . 65
- 4.4. Esquerda: Saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente médios mensais, e ciclo anual médio para estas variáveis (W m^{-2}); Direita: razão de Bowen média mensal e ciclo anual médio (adimensional). 66

4.5. Ciclos anuais médios da evapotranspiração (<i>ETP</i>) e precipitação (<i>P</i>) mensal média (em barras) e evapotranspiração diária média (linha).	67
4.6. Variação temporal da fração LE/R_n e da <i>ETP</i> para médias a cada 5 dias, no período de 01 de junho a 31 de outubro, de 200 a 2008.	69
4.7. Valores acumulados da precipitação e da evapotranspiração no período de 01 de junho a 31 de outubro de cada ano, de 2000 a 2008.	70
4.8. Médias mensais da condutância da superfície (pontos) e ciclo anual médio (linha).	71
4.9. Superior: Totais mensais de evapotranspiração (mm mês^{-1}) e médias mensais do déficit de pressão de vapor (hPa); Inferior: Totais mensais do conteúdo de água armazenado no solo (mm mês^{-1}) e médias mensais da condutância da superfície ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Os dados correspondem ao período de dezembro de 2001 a outubro de 2005.	72
5.1. Superior: Ciclos diários médios do balanço de radiação no baixio; Inferior: Ciclos diários médios do balanço de radiação no platô, para as estações seca (esquerda) e chuvosa (direita).	84
5.2. Albedo médio horário para o platô (P) e baixio (B) nas estações seca e chuvosa, nos mesmos dias da Figura 5.1.	85
5.3. Dispersão entre o saldo de radiação e os fluxos de calor sensível e latente para o baixio (superior) e platô (inferior) nas estações seca e chuvosa, respectivamente.	87
5.4. Ciclos diários médios do fluxo de calor sensível (superior) e do fluxo de calor latente (inferior) para as estações seca (esquerda) e chuvosa (direita). Platô = o e Baixio = •.	88
5.5. Ciclos médios diários da energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração (<i>P</i>), fluxo de calor no solo (<i>G</i>) e armazenamento de energia na camada superior de solo (S_g) para o platô e baixio durante as estações seca e chuvosa.	90

5.6. Ciclos médios diários da taxa de armazenamento de energia no ar devido às variações de temperatura (S_T), taxa de armazenamento de energia no ar devido às variações de umidade (S_q) e taxa de armazenamento de energia total no ar (S_a), para o baixio (superior) e platô (inferior) nas estações seca (esquerda) e chuvosa (direita). 92

5.7. Ciclos médios diários da taxa de armazenamento de energia nos troncos (S_{tr}), taxa de armazenamento de energia na copa (S_c) e taxa de armazenamento de energia total na biomassa (S_b), para o baixio (superior) e platô (inferior) nas estações seca (esquerda) e chuvosa (direita). 93

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1. Introdução geral

A floresta amazônica representa a maior área de floresta tropical úmida do mundo e por sua extensão é considerada como a maior fonte continental de liberação de calor latente para a atmosfera, desempenhando um papel significativo na circulação geral da atmosfera (Garstang e Fitzjarrald, 1999). O vapor de água liberado por essa área de floresta além de contribuir para a geração de precipitação regional (Dirmeyer e Brubaker, 2007), também é transportado para outras regiões fora da Amazônia (Marengo, 2000) o que é evidente pelo regime de precipitação nas latitudes extratropicais (Seluchi e Marengo, 2000). Dessa forma, entender como a floresta amazônica responde à variabilidade das condições climáticas sazonais e interanuais é necessário para que se obtenham projeções de possíveis respostas às variações no clima global.

A superfície interage com a atmosfera na escala de tempo de minutos a algumas horas através das trocas de massa e energia que ocorrem na camada limite atmosférica, onde os transportes se dão de forma turbulenta e cuja intensidade varia de acordo com a disponibilidade de energia radiativa, cobertura da superfície e disponibilidade hídrica. Essas trocas são alimentadas principalmente pela radiação solar absorvida à superfície que é particionada em energia para aquecer o ar em contato com a superfície (fluxo de calor sensível, H), para os processos de evaporação e transpiração de água do solo e das plantas (fluxo de calor latente, LE), para aquecimento do solo (fluxo de calor no solo, G), além da energia para aquecimento da camada de vegetação e para realização dos processos de fotossíntese e respiração.

Em áreas de floresta, a maior parte do saldo de radiação à superfície é particionada em fluxos de calor sensível e latente (Araújo et al., 2002; Rocha et al., 2004; von Randow et al.,

2004; Rocha et al., 2009). Contudo, quando se trata de superfícies cobertas por vegetação alta e densa, como ocorre na floresta amazônica, outros termos são adicionados à equação do balanço de energia. A taxa de armazenamento de energia na camada de ar e vegetação apresenta-se como uma componente importante do balanço de energia principalmente nas primeiras horas da manhã e em eventos de precipitação (Moore e Fisch, 1986; Michiles e Gielow, 2008). A taxa de armazenamento de energia na camada superficial de solo, acima do nível de medição do fluxo de calor no solo com a placa de fluxo, em geral instalada a 5 centímetros de profundidade, representa uma fração insignificante do saldo de radiação à superfície quando integrados em um dia, porém alguns estudos revelam sua importância em termos horários (Liebethal e Foken, 2007). Além dessas componentes, a taxa de energia necessária para a realização de reação das moléculas de CO₂ e H₂O durante a fotossíntese, e liberada na decomposição e respiração, é frequentemente ignorada por ser pequena quando comparada com outros termos da equação do balanço de energia (Michiles, 2004). Porém, quando acrescentada aos termos de armazenamento, pode representar uma fração significativa do saldo de radiação, principalmente nas primeiras horas da manhã (Meyers e Hollinger, 2004), quando a temperatura do ar e da biomassa sofre aumento acentuado.

Estudos e medições dos diversos fluxos de energia revelam que o fechamento do balanço de energia não é obtido sobre vegetação alta quando se utiliza o método da covariância dos vórtices turbulentos (CVT) (Aubinet et al., 2000), situação verificada em estudos realizados na floresta amazônica, onde a soma dos fluxos de calor sensível e latente atingem de 70 a 90 % do saldo de radiação à superfície (Araújo et al., 2002; Malhi et al., 2002; Rocha et al., 2004; von Randow et al., 2004). O fechamento melhora quando são considerados alguns termos de armazenamento (Michiles e Gielow, 2008) na camada de vegetação. Erros nas medidas, diferentes áreas fontes dos sensores utilizados para cada uma das medidas e a não inclusão dos termos de armazenamento de energia na camada de vegetação e na camada de solo acima da placa de fluxo foram apontados como as principais causas para a não obtenção do fechamento do balanço (Culf et al., 2004). Porém uma avaliação de 20 anos de estudos sobre o problema do não fechamento do balanço de energia revelou que a consideração destes aspectos melhora o fechamento, mas não resolvem o problema e que subestimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente medidos pelo CVT (Baldocchi et al., 1988) representam a principal razão para o não fechamento do balanço de energia (Foken, 2008).

No caso da floresta amazônica, circulações locais induzidas pela heterogeneidade da superfície e movimentos convectivos geram grandes vórtices que se movem lentamente (baixa

frequência) e que não são completamente amostrados quando utilizadas medidas pontuais (Panin et al., 1998; Sakai et al., 2001; Finningan et al., 2003), resultando na subestimativa dos fluxos turbulentos de energia. Em alguns casos, a aplicação de uma média temporal superior a quatro horas pode ser suficiente para incorporar contribuições de baixa frequência relevantes nas medidas dos fluxos (Finningan et al., 2003), mas em outros apenas a utilização de um sistema de medidas em uma área ou até mesmo com modelagem poderia incorporar a influência dos grandes vórtices (Finningan, 2008; Foken, 2008).

Cintilômetros de grande abertura têm sido utilizados para medidas dos fluxos médios em uma área (Beyrich et al., 2002), os quais permitem medir a quantidade de cintilações no ar pela emissão de um feixe de luz sobre um caminho horizontal da ordem de poucos metros a 10 km (Hill, 1992; De Bruin, 2002). As informações são obtidas em escalas de tempo menores do que o CVT (De Bruin et al., 1995) e as medidas representam uma média espacial dos vórtices turbulentos ao longo de todo o caminho. Subestimativas do fluxo de calor sensível medido em torre na floresta amazônica foram identificadas quando aplicada a cintilometria (von Randow et al., 2008), indicando que esta técnica fornece estimativas dos fluxos em superfícies heterogêneas, que em conjunto com as medidas pontuais obtidas com o CVT podem inferir com maior precisão os fluxos turbulentos de energia e fornecer informações importantes para um melhor entendimento da influência da heterogeneidade da superfície na variabilidade destes fluxos.

Diante do conhecimento dessas subestimativas dos fluxos turbulentos, correções são propostas nas medidas de H e LE obtidos pelo método CVT (Twine et al., 2000), o qual tem sido amplamente utilizado para medidas de longo termo destes fluxos. Com as medidas contínuas em um longo período é possível identificar os controles climáticos e biológicos locais nessas interações (Wilson e Baldochi, 2000; Baldochi et al., 2001).

Assim como os controles climáticos, as características fenológicas da vegetação também são determinantes para a sazonalidade dos fluxos de energia. A estratificação topográfica em florestas de terra firme na Amazônia determina a existência de três áreas distintas: platô, vertente e baixio, onde os solos e vegetação nestes locais apresentam características estruturais diferentes. Além do teor de argila e de areia apresentarem grande variação (Ranzani, 1980; Bravard e Righi, 1989; Chauvel, 1982), a vegetação é caracterizada por diferentes estruturas e conjuntos de espécies (Magalhães et al., 1998; Ribeiro et al., 1999), resultando em uma possível variabilidade espacial e sazonal dos fluxos de energia nestes diferentes ambientes. Com a análise do comportamento da partição de energia durante vários anos é possível caracterizar melhor essas interações entre a vegetação e atmosfera e, assim,

gerar informações que contribuam para o aprimoramento dos modelos de interação biosfera-atmosfera que representam as florestas amazônicas de terra firme nos modelos hidrológicos, de previsão de tempo e climáticos.

A série de mais de 10 anos de dados gerados no sítio experimental do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) na Reserva Biológica do Cuieiras, do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, situada ao norte de Manaus, Amazonas, (Araújo et al., 2002), utilizada no desenvolvimento desta tese, é inédita para regiões de floresta tropical úmida e representa uma oportunidade singular de compreensão da partição de energia sob condições de variabilidade sazonal e interanual das variáveis meteorológicas.

1.2. Objetivo geral

O objetivo principal desta tese é estudar o comportamento e a variabilidade temporal e espacial dos processos de trocas turbulentas de massa e energia entre a vegetação e a atmosfera em uma área de floresta na Amazônia Central. Em particular são analisados aspectos do fechamento do balanço de energia, da partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente, das variações temporais destes fluxos em escala sazonal e interanual, e da variabilidade espacial em função da topografia local.

1.3. Objetivos específicos

- Avaliar os termos do balanço de energia para regiões de floresta;
- Analisar as possíveis causas para falhas no fechamento do balanço de energia;
- Aplicar um método alternativo para determinação dos fluxos de energia;
- Utilizar o método da cintilometria em conjunto com as medidas de covariâncias para inferir com maior precisão os fluxos na região;
- Descrever a variabilidade intra e interanual dos fluxos de energia;
- Verificar a modificação da interação entre a superfície e a atmosfera para períodos de seca intensa;
- Descrever e quantificar as componentes do balanço de energia em área de platô e baixio;
- Verificar a influência da topografia na partição de energia.

1.4. Organização da tese

Os objetivos específicos citados acima serão discutidos nos capítulos seguintes. No Capítulo 2 é feita uma avaliação de todos os termos relevantes do balanço de energia para regiões de floresta: saldo de radiação, fluxos de calor latente, fluxos de calor sensível, fluxo de calor no solo, taxa de armazenamento de energia no ar, taxa de armazenamento de energia na biomassa, energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição, e a taxa de armazenamento de energia na camada superior de solo. São apresentados os dados coletados em dois períodos do ano, com regimes de precipitação distintos.

No Capítulo 3, são apresentadas medidas de fluxo de calor sensível usando a técnica de cintilometria e as comparações com as medidas realizadas pela técnica de covariância dos vórtices turbulentos. Além disso, é feita uma análise das condições de variações de baixa frequência. Os dados foram coletados nos períodos de 21 de maio a 14 de junho e de 23 de setembro a 3 de outubro de 2005.

A variabilidade intra e interanual de algumas variáveis meteorológicas e dos fluxos de energia é apresentada no Capítulo 4. São avaliadas as possíveis causas para a modificação da partição de energia da floresta sob condições ambientais variáveis, no período de junho de 1999 a setembro de 2009. A modificação da interação entre a floresta e a atmosfera para períodos de seca intensa também é discutida.

No Capítulo 5, é feita uma análise dos componentes do balanço de energia em duas posições topográficas distintas: uma na parte mais alta do terreno (platô) e outra na parte mais baixa (baixio). Além da variabilidade espacial, também é feita uma análise sazonal dos processos de trocas de energia entre a vegetação e a atmosfera, analisando os dados das estações seca de 2006 e chuvosa de 2007.

Finalmente, no Capítulo 6 é feito um resumo dos resultados obtidos na tese e são discutidas as implicações do não fechamento do balanço de energia nas trocas de gás carbônico da floresta com a atmosfera.

CAPÍTULO 2

Componentes do balanço de energia na floresta amazônica

RESUMO

A equação do balanço de energia é simplificada em diversos estudos, considerando apenas que o saldo de radiação (R_n) é igual à soma dos fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e calor no solo (G). Dados coletados em sítio experimental do Programa Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia, LBA, em uma floresta de terra firme na Amazônia central, foram utilizados para estimar os termos de taxa de armazenamento de energia no ar (S_a) e biomassa (S_b), na camada entre o chão da floresta e a altura dos sensores de medição dos fluxos turbulentos, taxa de armazenamento de energia na camada de solo acima do nível de medida do fluxo de calor no solo (S_g), e da energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição (P), durante 10 dias na estação seca e 10 dias na estação chuvosa. Considerando valores totais diários, a maior parte do saldo de radiação foi utilizada nos processos de evapotranspiração e aquecimento do ar, com uma variação significativa entre os dados das estações chuvosa e seca, enquanto que os demais termos do balanço de energia foram menores que 3% de R_n . Porém, considerando variações horárias, quando foram incluídos os termos de armazenamento S_g , S_a e S_b e a energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração e decomposição, o fechamento do balanço de energia aumentou 7% na estação chuvosa e 6% na estação seca, com os dados noturnos e no início da manhã sendo os principais responsáveis por este aumento. A persistência do resíduo foi atribuída à desconsideração das subestimativas de H e LE quando medidos pelo método de covariância dos vórtices turbulentos, o qual não amostra adequadamente grandes vórtices se movendo lentamente que contribuem ativamente para a transferência de energia.

Artigo a ser submetido para publicação na revista *Agricultural and Forest Meteorology*.

Oliveira, M.B.L.; von Randow, C.; Manzi, A.O. 2010. Componentes do balanço de energia na floresta amazônica.

2.1. Introdução

A técnica de covariância dos vórtices turbulentos (CVT) tem sido amplamente usada em estudos de transferência de massa e energia na camada limite superficial. Contudo, na maioria dos sítios experimentais, é observado que o fechamento do balanço de energia não é obtido, isto é, uma comparação das estimativas dos fluxos não radiativos de energia com as medidas do saldo de radiação indica uma subestimativa dos fluxos não radiativos na maioria dos sítios experimentais. Esta falha do fechamento do balanço de energia é observada especialmente em regiões com vegetação alta, como ocorre na maioria dos sítios de estudo na floresta amazônica (Araújo et al., 2002; Rocha et al., 2004; von Randow et al., 2004). Em muitos casos, nem todos os termos relevantes da equação do balanço de energia são considerados, com alguns termos de armazenamento de energia e consumo de energia sendo negligenciados. Embora alguns desses termos representem uma pequena fração do saldo de radiação à superfície, é reconhecido que eles podem ter uma influência significativa em escala horária (Michiles e Gielow, 2008; Foken, 2008).

Revisando 20 anos de pesquisas sobre o problema do fechamento do balanço de energia, Foken (2008) discutiu as possíveis razões do por que da soma dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) ser tipicamente 25% menor que saldo de radiação à superfície. O autor discute que assumir erros nas medidas ou termos de armazenamento são as razões para o não fechamento do balanço de energia não pode ser aplicado em todos os sítios e que, de uma forma geral, o problema se relaciona certamente em uma subestimativa dos termos de fluxos turbulentos de energia. Não obstante, para estudos baseados no fechamento do balanço de energia, claramente todos os termos da equação do balanço de energia devem ser avaliados baseando-se no princípio de que a energia não é criada nem destruída na superfície da Terra.

O não fechamento do balanço de energia à superfície tem sido um grande desafio em muitos experimentos de campo, especialmente em regiões com vegetação alta. Em 2004, Culf et al., atribuíram a falha do fechamento do balanço de energia à possíveis erros nas medidas, diferentes áreas fontes do ar amostrado pelos diferentes sensores utilizados, e ao armazenamento de energia na biomassa e no solo. Em áreas de vegetação densa, a taxa de variação do armazenamento de energia (S) pode representar significativa componente para o balanço de energia em curtas escalas de tempo, como mostrado por Moore e Fisch (1986), Rocha et al. (2004). Michiles e Gielow (2008) mediram as taxas de armazenamento de energia na camada de ar e vegetação na região central da Amazônia e verificaram que estes

termos contribuem significativamente para o balanço de energia nas primeiras horas da manhã e em eventos de precipitação.

Além da energia armazenada na vegetação, o armazenamento de energia na camada superior de solo, acima do nível de instalação para placa de fluxo de calor no solo, também pode ser uma das razões para o não fechamento do balanço de energia (Foken, 1990; Jarvis et al., 1997). Enquanto o fluxo de calor no solo é um termo relevante no balanço de energia (Kukharets et al., 2000; Heusinkveld et al., 2004; Mauder e Foken, 2006; Liebethal e Foken, 2007), este geralmente é medido em uma profundidade próximo à superfície e estudos revelam a importância de considerar também a taxa de armazenamento de energia na camada de solo acima da placa de fluxo (Veenendaal et al., 2004; Oliveira et al., 2006).

Outro termo que pode ser considerado é a energia usada na quebra das moléculas de CO_2 e H_2O durante o processo da fotossíntese, o qual também pode representar uma porcentagem significativa do saldo de radiação nas primeiras horas da manhã (Meyers e Hollinger, 2004). Este termo é frequentemente ignorado por ser pequeno quando comparado com outros termos da equação do balanço de energia (Michiles, 2004).

Subestimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente medidos pelo CVT é apontada como a principal razão para o não fechamento do balanço de energia (Foken, 2008). Esta subestimativa é atribuída à heterogeneidade da superfície que modula grandes vórtices que não são completamente capturados (Panin et al., 1998; Sakai et al., 2001; Finningan et al., 2003), pelas medidas de fluxos turbulentos locais. Os grandes vórtices podem apenas ser modelados (por exemplo, usando modelos de escoamento do vento) ou estimados com métodos de medidas em uma área (Finningan, 2008; Foken, 2008). Recentemente, aplicando uma técnica de medidas em área para estimar o fluxo de calor sensível sobre a floresta amazônica, von Randow et al. (2008) mostraram indicações de subestimativas pelo CVT.

Neste estudo foi feita uma avaliação de todos os termos relevantes do balanço de energia usando dados coletados na região central da Amazônia, em dois períodos com regimes de precipitação distintos. Adicionalmente ao saldo de radiação, fluxos de calor latente, sensível e no solo, os termos de taxa de armazenamento de energia no ar e na biomassa, energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração e decomposição, e a taxa de armazenamento de energia na camada superior de solo foram considerados.

2.2. Metodologia

2.2.1. Sítio experimental

As medidas apresentadas neste artigo foram coletadas no sítio experimental conhecido como K34, localizado na Reserva Biológica do Cuieiras, 60 km ao norte de Manaus, no estado do Amazonas. A reserva do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) compreende 22.735 ha de floresta tropical úmida primária de terra-firme, contígua a áreas muito mais extensas de floresta, típica da parte central da região amazônica (Higuchi et al., 1997). O clima é caracterizado como equatorial quente e úmido, com temperatura média anual em torno de 26,7 °C e mínimas e máximas médias de 23,3 °C e 31,4 °C, respectivamente (Miranda, 2002). A umidade relativa média anual é 84%.

A distribuição mensal de chuvas mostra duas épocas distintas no ano: uma estação seca que ocorre entre julho e setembro, sendo agosto o mês com a menor quantidade de precipitação; e uma estação chuvosa que ocorre entre outubro e junho, sendo março e abril os meses com maior quantidade de precipitação (Marques Filho et al., 2005).

2.2.2. Balanço de energia

Do princípio de conservação de energia, aplicado a uma área próxima à superfície da Terra e desconsiderando-se transportes horizontais, a equação do balanço de energia pode ser escrita da seguinte forma:

$$R_n = H + LE + G + S_a + S_b + S_g + P \quad (2.1)$$

na qual todos os termos representam densidades de fluxos (energia / (área · tempo)): R_n é o saldo de radiação, H é o fluxo de calor sensível, LE é o fluxo de calor latente, G é o fluxo de calor no solo, S_a e S_b são, respectivamente, a energia armazenada na camada de ar e na biomassa, abaixo das medidas de fluxos, S_g é a energia armazenada na camada de solo acima da medida de G , e P é a energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição.

2.2.3. Saldo de radiação

O saldo de radiação é a variável que representa a principal fonte de energia para os processos biogeofísicos e biogeoquímicos que ocorrem na interface superfície-atmosfera. Este termo é determinado pela soma de todas as componentes do balanço de radiação na superfície:

$$R_n = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (2.2)$$

com $K \downarrow$ sendo a radiação de onda curta incidente (incluindo radiação direta e difusa), $K \uparrow$ a radiação de onda curta refletida pela superfície (fração de $K \downarrow$ que é refletida), $L \downarrow$ a radiação de onda longa da atmosfera e $L \uparrow$ a radiação de onda longa emitida pela superfície. Todos os termos da equação acima foram medidos utilizando os instrumentos listados na Tabela 2.1.

2.2.4. Fluxos turbulentos

Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor de água e dióxido de carbono foram determinados em intervalos de 30 minutos, baseado na técnica de covariância de vórtices turbulentos (Moncrieff et al., 1997), a partir das covariâncias entre as flutuações da velocidade vertical do vento e dos escalares obtidas através de medidas realizadas em uma frequência de amostragem de 10 Hz. A equação básica para o cálculo dos fluxos é expressa como:

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (2.3)$$

$$LE = \rho_a L \overline{w'q'} \quad (2.4)$$

$$FCO_2 = \rho_a M_a \overline{w'q'_c} \quad (2.5)$$

em que ρ_a é a densidade do ar (kg m^{-3}), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), L é o calor latente de vaporização ($2,47 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), FCO_2 é o fluxo turbulento

de dióxido de carbono ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), M_a é a massa molar do ar ($28,9 \text{ g mol}^{-1}$), e w' , T' , q' e q_c' são, respectivamente, as flutuações temporais da velocidade vertical do vento (m s^{-1}), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade específica (mmol mol^{-1}) e razão de mistura de CO_2 ($\mu\text{mol mol}^{-1}$).

Tabela 2.1. Lista de medidas, instrumentos utilizados e altura ou profundidade das medidas utilizadas neste estudo.

Variáveis medidas	Instrumento, Fabricante	Altura ou Profundidade (m)
Radiação de onda curta incidente	piranômetro CM21, Kipp Zonen	44,6
Radiação de onda curta refletida	piranômetro CM21, Kipp Zonen	44,6
Radiação de onda longa da atmosfera (incidente)	pirgeômetro CG1, Kipp e Zonen	44,6
Radiação de onda longa da superfície (emitida)	pirgeômetro CG1, Kipp e Zonen	44,6
Temperatura e umidade do ar	termohigrômetro HMP45, Campbell	51,0
Perfil de concentração de CO_2	analisador de gás Ciras-SC, PP-Systems	53,1; 35,3; 28,0; 15,6; 5,2; 0,5
Velocidade do vento 3-D e temperatura virtual	anemômetro sônico R3, Gill	53,1
Concentração de CO_2 e H_2O	analisador de gás LI-7000, LICOR	53,1
Fluxo de calor no solo	placa de fluxo HFP01, Hukseflux	-0,05
Perfil de temperatura no solo	termômetro de solo STP01, Hukseflux	-0,02; -0,05; -0,10; -0,20; -0,50
Armazenamento de água no solo	sonda de nêutrons, Didcot Instruments	4,8

A instrumentação utilizada para medir essas variáveis inclui um anemômetro sônico tridimensional e um analisador de gás por infravermelho de resposta rápida (IRGA), instalados em 53,1 metros acima do solo (aproximadamente 18 m acima do topo da copa). As

três componentes ortogonais da velocidade do vento (u , v e w), temperatura virtual do ar, e concentrações de vapor de água e CO_2 , foram medidos em uma frequência de amostragem de 10 Hz. Estes dados foram gravados por um computador de bolso em arquivos binários e processados posteriormente em um laboratório com um programa chamado Alteddy, (<http://www.climatexchange.nl/projects/alteddy/>). O programa foi configurado para realizar diversas correções relacionadas às limitações instrumentais, seguindo a metodologia descrita por Moncrieff et al. (1997) e Aubinet et al. (2000), como: i) compensar o atraso de tempo nos sinais do IRGA em relação aos sinais do anemômetro sônico; ii) corrigir o sinal da temperatura do ar gerado pelo sônico para efeitos de variações de umidade e do vento perpendicular ao escoamento (Schotanus et al., 1983); iii) incluir correções relacionadas à resposta dos instrumentos a frequências maiores que sua resolução temporal e aos efeitos amortecimento de flutuações que podem ocorrer pela mistura de amostras de ar ao passar através do tubo do IRGA; e iv) incluir correções devido a incertezas na calibração do anemômetro sônico para escoamento com ângulo de ataque superior a 20 graus (Van der Molen et al., 2004). Exceto pela sensibilidade dos fluxos em relação à rotação das coordenadas, as correções necessárias para este sítio e esta configuração instrumental são relativamente pequenas e não representam um fator de grande incerteza nos valores finais (Kruijt et al., 2004).

2.2.5. Energia armazenada no ar abaixo da copa e biomassa

O armazenamento de energia entre a superfície e a atmosfera (altura das medidas de fluxos turbulentos) ocorre parcialmente no ar (S_a) e parcialmente na biomassa da vegetação (S_b). S_a é composta por duas componentes, uma relacionada com a variação de temperatura do ar (S_T) e outra devido às variações na umidade específica (S_q). S_b representa a soma das frações de energia armazenada nos troncos (S_{tr}), ramos (S_r), galhos (S_g), folhas (S_f), liteira no solo (S_l), e em outros componentes de pequeno porte, em relação à biomassa, da vegetação (S_o) (palmáceas, cipós, etc):

$$S = S_a + S_b \quad (2.6)$$

$$S_a = S_T + S_q \quad (2.7)$$

$$S_b = S_{ir} + S_r + S_g + S_f + S_l + S_o \quad (2.8)$$

Utilizando o método de derivação por diferenças finitas centradas e a integração pelo método dos trapézios, conforme descrito por Michiles (2009), S_T e S_q foram determinados pelas equações:

$$S_T = \rho_a \sum_{i=1}^l c_p \left[1 + 0,84 \left(\frac{\bar{q}_i - \bar{q}_{i-1}}{2} \right) \right] \left[\left(\frac{\bar{T}_{k+1} - \bar{T}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_i + \left(\frac{\bar{T}_{k+1} - \bar{T}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_{i-1} \right] \frac{(z_i - z_{i-1})}{2} \quad (2.9)$$

$$S_q = \rho_a L \sum_{i=1}^l \left[\left(\frac{\bar{q}_{k+1} - \bar{q}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_i + \left(\frac{\bar{q}_{k+1} - \bar{q}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_{i-1} \right] \frac{(z_i - z_{i-1})}{2} \quad (2.10)$$

nas quais ρ_a é a densidade do ar ($1,225 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico a pressão constante do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), L é o calor latente de vaporização da água ($2,44 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), l é o número de camadas horizontais, \bar{q} é a umidade específica do ar, \bar{T} é a temperatura do ar, t é o tempo e z é a altura da camada i .

Como não havia disponibilidade de dados suficientes para determinar cada componente do termo de armazenamento de energia na biomassa, os termos da equação 2.8 foram estimados usando uma parametrização simplificada desenvolvida por Michiles (2009), com dados coletados no mesmo sítio experimental, mas para um ciclo anual de 225 dias, compreendendo a estação seca de 2003 e a estação úmida de 2004, de forma que:

$$S_{ir} = 11,6 \Delta \bar{T}_r \quad (2.11)$$

$$S_r + S_g + S_f + S_l + S_o = 14,5 \Delta \bar{T}_r \quad (2.12)$$

em que $\Delta \bar{T}_r$ é a variação de temperatura do ar em um nível de referência, num instante t . A utilização destas equações simplificadas para a determinação das componentes da taxa de armazenamento de energia na biomassa, embora tenha apresentado baixos valores de acurácia, resultou em uma precisão mais significativa e os valores obtidos foram mais

satisfatórios quando comparado com outras quatro metodologias diferentes (Moore e Fisch, 1986; Viswanadham et al., 1990; Santos et al., 1991; Michiles e Gielow, 2008) para estimativa do armazenamento de energia em florestas da Amazônia, em intervalos de 30 minutos (Michiles, 2009).

2.2.6. Fluxo de calor no solo e armazenamento de energia na camada de solo

O fluxo de calor no solo (G) foi medido diretamente com uma placa de fluxo de calor instalada em uma profundidade, d , de 5 cm, próximo da torre. O fluxo de calor à superfície foi então calculado pela soma do fluxo em uma profundidade d e a taxa de armazenamento de energia na camada de solo acima da placa de fluxo (da superfície do solo até a profundidade d). O armazenamento de calor na camada da superfície até a profundidade d no solo é função da capacidade térmica do solo (C_s) e da variação de temperatura (ΔT_s) em um intervalo de tempo Δt , dado por:

$$S_g = \int_0^d \frac{\partial}{\partial t} (C_s T) dz = \frac{\Delta T_s C_s d}{\Delta t} \quad (2.13)$$

A capacidade térmica volumétrica do solo foi calculada com base nas informações de capacidade térmica dos constituintes minerais do solo (C_m) e da água (C_w), densidade de fração mineral do solo (ρ_m), conteúdo volumétrico de umidade no solo (θ) e densidade da camada de solo (ρ), conforme descrito por Campbell (1985) e aplicado por Alvalá et al. (1996) para um sítio experimental próximo de Manaus.

Como se dispõe de medidas de temperatura em 2 e 5 cm de profundidade, foram calculadas as taxas de armazenamento de energia nas camadas entre 0 e 2 cm e entre 2 e 5 cm, e com a soma destes foi obtida a taxa de armazenamento de energia no solo.

2.2.7. Energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração e decomposição

A fotossíntese é um processo realizado pelas plantas a partir da reação química entre as moléculas de H_2O e de CO_2 , utilizando para tanto a energia solar, produzindo compostos

orgânicos e oxigênio. Contrariamente, os processos de decomposição e respiração do ecossistema liberam energia. A fração de energia solar usada na assimilação, usualmente referida como fAPAR (fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida) corresponde a um fluxo de energia de 28 W m^{-2} para uma taxa de assimilação de $2,5 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Meyers e Hollinger, 2004). Este fator de conversão foi usado para converter ambas as taxas de fotossíntese e respiração medidas com o sistema CVT para um fluxo de energia equivalente (referido até aqui como P) na mesma unidade dos outros termos do balanço de energia.

2.3. Resultados

Para análises do fechamento do balanço de energia e da contribuição de cada componente, na região central da Amazônia, foram utilizados dados coletados em 2005, ano em que ocorreu déficit hídrico severo em grande parte da Amazônia. Foram selecionados 10 dias para dois períodos do ano com regimes de precipitação distintos: 10 dias no final da estação chuvosa (11 a 20 de maio) e 10 dias no final da estação seca (2 a 11 de setembro).

No subconjunto da estação chuvosa, predominantemente menor quantidade de radiação solar atingiu a superfície, devido à nebulosidade na região, com valor máximo diário atingindo apenas $421,1 \text{ W m}^{-2}$ no dia 20 de maio (Figura 2.1). Em apenas três dias não ocorreu precipitação, sendo verificado um maior total diário no dia 17 de maio quando a precipitação foi de 41,2 mm. Em resposta à quantidade de precipitação e de nebulosidade observada neste período, a temperatura do ar atingiu valores máximos mais intensos nos 5 primeiros dias, decrescendo no restante. Como consequência o déficit de pressão de vapor da atmosfera (VPD), diferença entre a pressão de saturação e a atual do vapor de água, também foi maior nos primeiros dias atingindo 29,5 hPa, enquanto nos demais dias foi inferior a 15,0 hPa. Já no subconjunto da estação seca, a radiação solar incidente foi predominantemente maior que no subconjunto da estação chuvosa, atingindo valores superiores a 900 W m^{-2} . Associado com baixa ou nenhuma precipitação, esta elevada incidência de radiação resultou em uma temperatura do ar maior neste período, com valores ainda mais intensos nos últimos dias, quando a temperatura máxima atingiu $33,8 \text{ }^\circ\text{C}$ e o déficit de pressão de vapor foi de até 32,8 hPa.

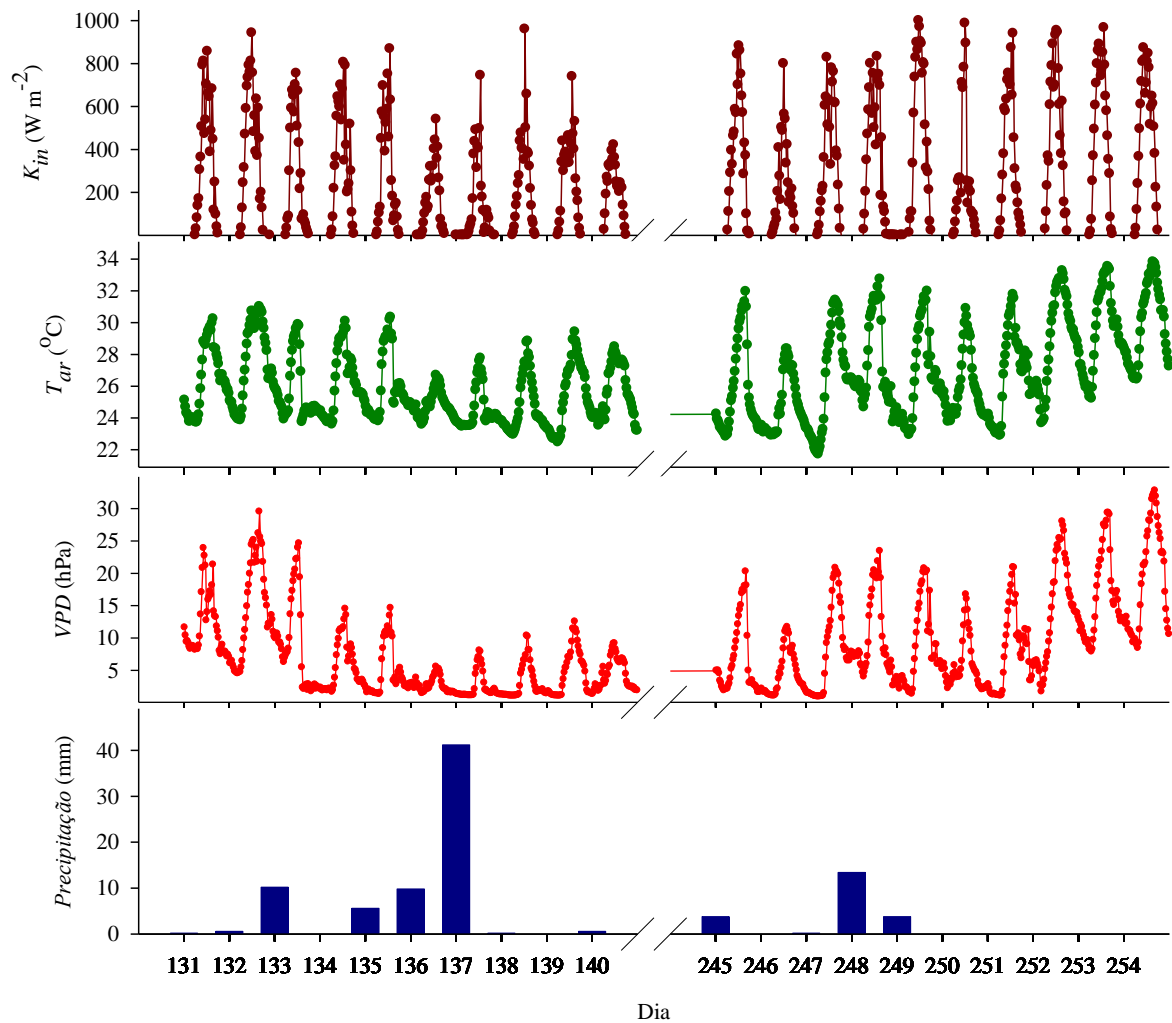


Figura 2.1. Séries temporais da radiação solar incidente (K_{in}), temperatura do ar (T_{ar}), déficit de pressão de vapor (VPD), e totais diários de precipitação medidos no sítio de floresta do LBA em Manaus, em 2005.

O armazenamento de água no solo nesta região varia de uma estação para outra. Devido à precipitação intensa na estação chuvosa o solo apresenta-se mais suprido de água enquanto que na estação seca tem um decréscimo, podendo haver estresse hídrico no final da estação seca, como verificado em 2005 (Figura 2.2), quando a precipitação foi reduzida na maior parte da Amazônia refletindo em redução acentuada do conteúdo de água no solo na região.

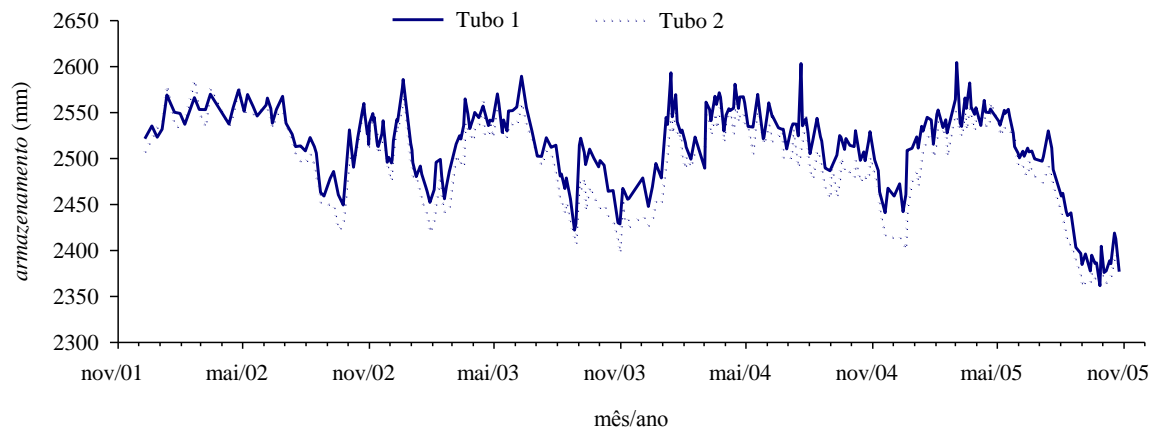


Figura 2.2. Séries temporais do armazenamento de água no solo (mm dia^{-1}) em dois tubos de sonda de nêutrons nas proximidades da torre K34, em locais topograficamente diferentes, no período de dezembro de 2001 a outubro de 2005.

Para avaliar a partição do saldo de radiação nas diferentes componentes do balanço de energia, durante os 10 dias da estação chuvosa e 10 dias da estação seca, são apresentadas na Figura 2.3 as médias diárias da razão entre cada componente e o saldo de radiação. Os resultados mostraram que o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente constituem as maiores frações do saldo de radiação, mas suas contribuições relativas variaram significativamente de um subconjunto para o outro. Na estação chuvosa, o fluxo de calor latente nos cinco primeiros dias representou entre 73 e 91% de R_n , com variação entre 60 e 76% nos últimos dias. Estes valores mais elevados no início do subconjunto de dias estão associados com maiores valores de radiação solar e do VPD neste período, em comparação com os dias posteriores. Na estação seca, porém, esta fração foi relativamente menor, também não apresentando mesmo comportamento para os 10 dias analisados. Inicialmente os valores foram em média 47%, aumentando para até 69% quando o déficit de pressão de vapor foi notavelmente maior devido à ausência de precipitação. O fluxo de calor sensível, por outro lado, foi maior na estação seca, com valores atingindo até 43% de R_n , enquanto na estação chuvosa foi abaixo de 19% de R_n . Os termos de armazenamento de energia (S_a , S_b e S_g), o fluxo de calor no solo e a energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição foram em média inferiores a 1% do saldo de radiação nos dois subconjuntos.

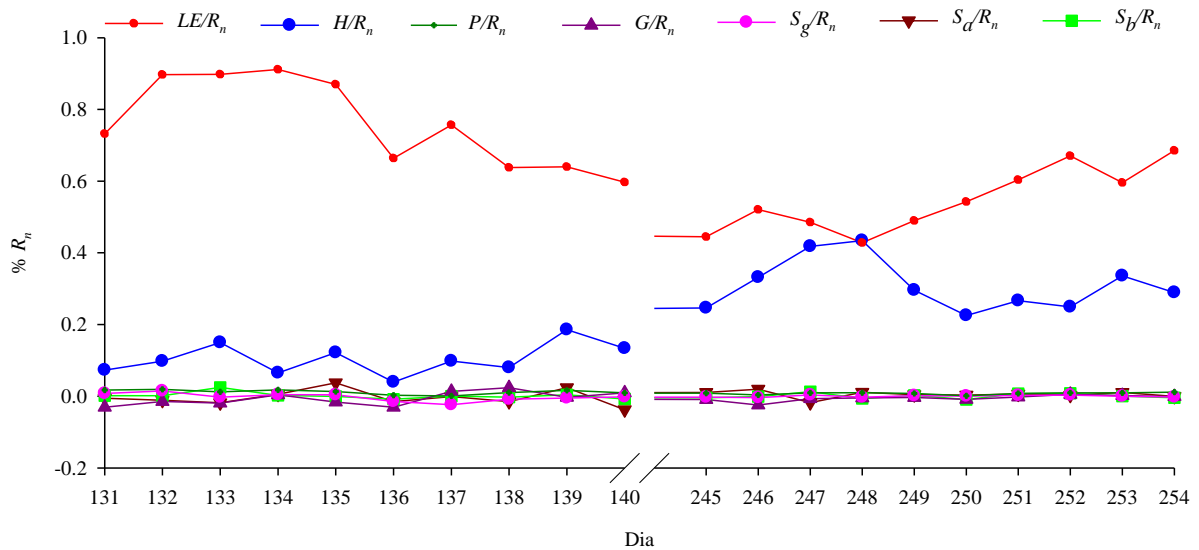


Figura 2.3. Frações médias diárias dos termos da equação do balanço de energia em função do saldo de radiação (R_n) para o sítio de floresta do LBA em Manaus, em 2005.

A Figura 2.4 apresenta os ciclos diários médios para os dois subconjuntos de 10 dias obtidos a partir de valores a cada meia hora das componentes do balanço de energia. No subconjunto da estação chuvosa, o saldo de radiação atingiu 508 W m^{-2} com H e LE atingindo máximos no mesmo instante, com valores de 85 e 346 W m^{-2} , respectivamente, representando 17 e 68% de R_n . Na estação seca, devido à redução da cobertura de nuvens e das taxas de precipitação, R_n e H foram maiores, alcançando valores de até 634 W m^{-2} e 214 W m^{-2} , respectivamente, com H representando 34% do saldo de radiação no instante de seu valor máximo. LE apresentou valores inferiores aos observados na estação chuvosa, atingindo um máximo de 324 W m^{-2} (54% de R_n), situação contrária à verificada por Rocha et al. (2009) para estudos no mesmo sítio experimental e em dois outros locais de medidas no estado do Pará, também em áreas de floresta amazônica. Vale salientar que os referidos autores consideraram oito anos de dados obtidos no sítio experimental K34 e no estudo atual apenas foram consideradas medidas realizadas em 2005, um ano anômalo com relação à precipitação que resultou em uma redução da quantidade de água armazenada no solo, conforme verificado na Figura 2.2.

Durante a noite, o saldo de radiação foi negativo, inferior a -33 W m^{-2} na estação chuvosa e -49 W m^{-2} na estação seca, enquanto H e LE foram próximos de zero em ambas as

estações, evidenciando a dificuldade em determinar estes fluxos no período noturno utilizando a técnica de covariância dos vórtices turbulentos.

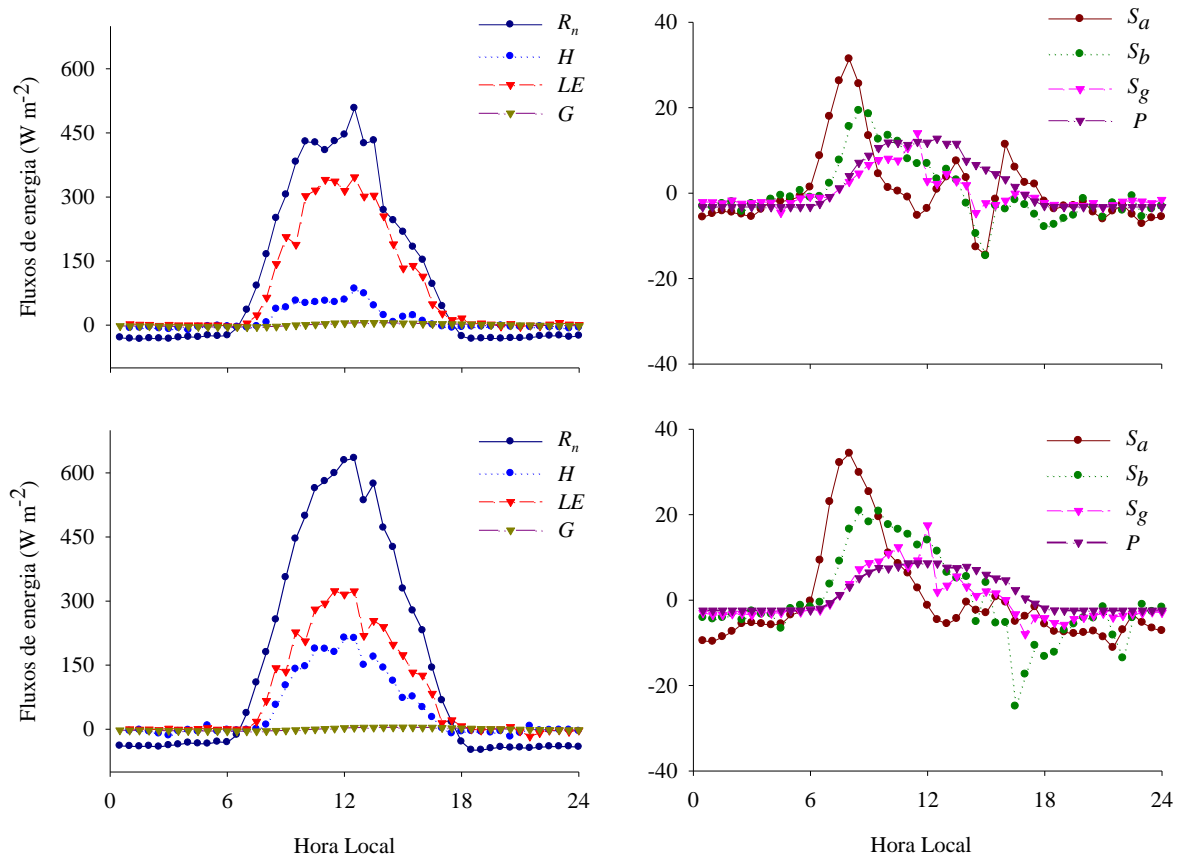


Figura 2.4. Esquerda: ciclos diários médios do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G); Direita: ciclos diários médios das taxas de armazenamento de energia no ar (S_a), biomassa (S_b) camada superior de solo (S_g), para ambos os períodos chuvoso (superior) e seco (inferior).

No início da manhã, as taxas de armazenamento de energia no ar e na biomassa foram maiores do que os termos S_g , P e G , apresentando valores positivos nas duas estações. S_a atingiu seu valor máximo às 8:00 h da manhã, com taxas de 34 W m^{-2} na estação seca e 31 W m^{-2} na estação chuvosa. Neste horário, as taxas de armazenamento de energia no ar representaram 19% do saldo de radiação nas duas estações. Comportamento semelhante foi verificado para S_b que apresentou valores máximos meia hora depois, 19 W m^{-2} na estação chuvosa e 21 W m^{-2} na estação seca, correspondendo a 8% de R_n . Na estação seca, S_a torna-se

negativo ao meio dia enquanto para S_b isto ocorre depois, às 14:30 h, também verificado na estação chuvosa embora o armazenamento de energia no ar tenha se tornado negativo às 10:50 h. S_a e S_b foram negativos à tarde, com valores mínimos de até -15 W m^{-2} na estação chuvosa e de -25 W m^{-2} na estação seca, o que está relacionado com o resfriamento do ar e biomassa. À noite S_a e S_b foram em média -4 e -3 W m^{-2} na estação chuvosa (14 e 11% de R_n) e -7 e -3 W m^{-2} na estação seca (17 e 11% de R_n).

O ciclo diário médio da taxa de armazenamento de energia na camada de solo de espessura 5 cm (S_g) apresentou uma variação de -5 a 14 W m^{-2} na estação chuvosa, e de -8 a 18 W m^{-2} na estação seca. Estes valores máximos representaram 3% de R_n e foram maiores que os valores observados para o fluxo de calor no solo (G) medido com a placa de fluxo a 5 cm de profundidade, cujos valores máximos foram apenas 1% de R_n .

A energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição (P) atingiu um máximo de 13 W m^{-2} na estação chuvosa, 3% de R_n , e 9 W m^{-2} na estação seca, 1% de R_n . Durante a noite, quando não há fotossíntese, a energia liberada na respiração e decomposição foi -3 W m^{-2} na estação chuvosa (em média 12% de R_n) e -2 W m^{-2} na estação seca (em média 7% de R_n).

A Figura 2.5 mostra as regressões das medidas a cada meia hora da soma dos fluxos turbulentos e outros componentes do balanço de energia com o saldo de radiação. Nas figuras superiores o eixo vertical corresponde à soma dos fluxos turbulentos e fluxo de calor no solo, os quais são usualmente considerados em muitos estudos como os termos mais relevantes da equação do balanço de energia. Nas figuras inferiores foram incluídos todos os termos de armazenamento de energia e consumido no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição. A soma $H+LE+G$ correspondeu a 87% de R_n na estação chuvosa e 78% na estação seca. Porém, quando os demais termos da equação do balanço de energia foram considerados (ver equação 2.1), um aumento para 94% no fechamento do balanço de energia foi observado na estação chuvosa e de 84% na estação seca com um r^2 da regressão ligeiramente maior.

A variação do fechamento do balanço de energia ao longo do dia é mostrada na Figura 2.6. A partir desta figura, observa-se que a inclusão dos termos de armazenamento de energia melhorou consideravelmente o fechamento do balanço de energia, especialmente durante a noite. Considerando as incertezas na determinação dos fluxos turbulentos noturnos, quando a turbulência não é suficiente para a técnica CVT medir os fluxos adequadamente (Acevedo et

al., 2004), devido às falhas na representação dos processos na camada limite estável, é provável que aí resida a quase totalidade que falta para fechar o balanço de energia.

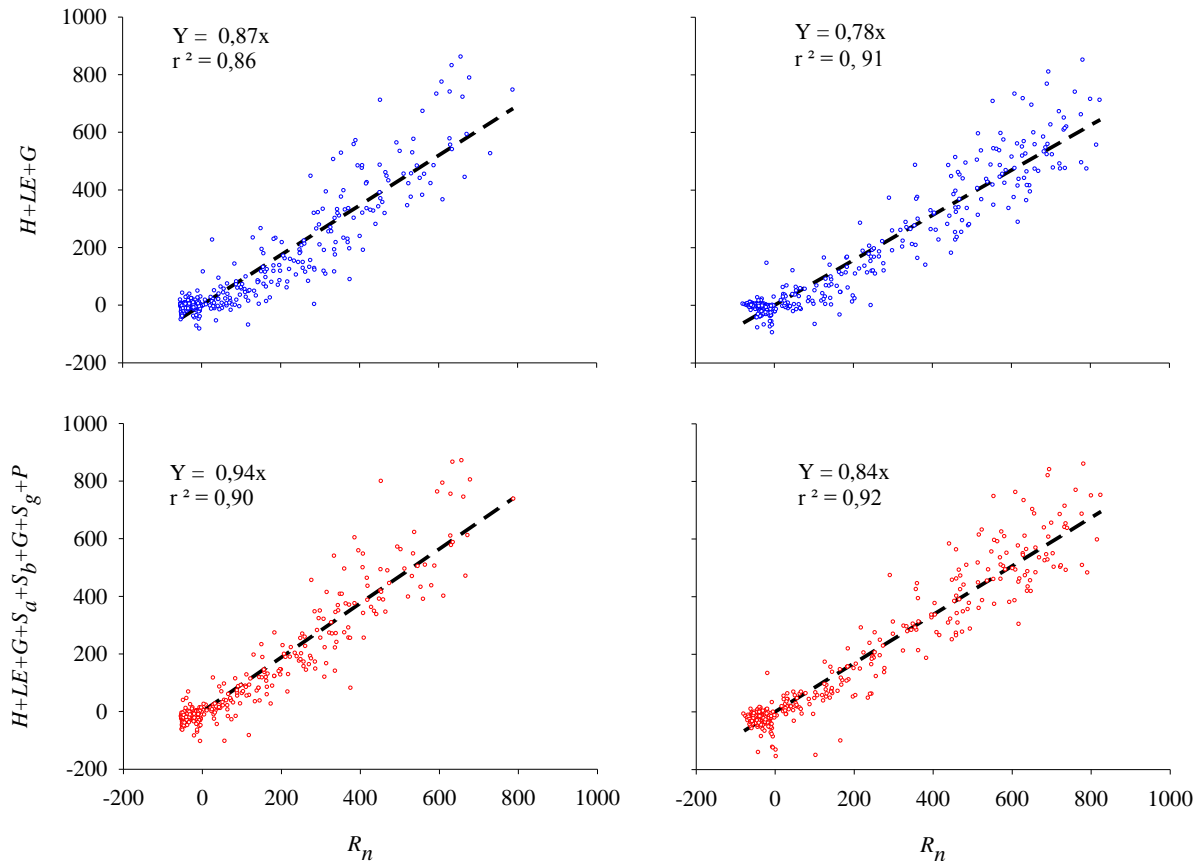


Figura 2.5. Superior: Regressão linear entre a soma dos fluxos $H+LE+G$ e o saldo de radiação (R_n); Inferior: Regressão linear entre a soma dos fluxos ($H+LE+G+S_a+S_b+S_g+P$) e o saldo de radiação (R_n); Esquerda: período chuvoso; Direita: período seco.

Nos períodos de transição do começo do dia e da noite, o saldo de radiação (no denominador) foi próximo de zero, resultando em valores das razões irrealis por conta de pequenos erros nas medidas e/ou estimativas nos termos do balanço. Não obstante, um aumento devido à inclusão dos termos de armazenamento também ter sido observado nos valores matutinos, especialmente quando se considerou a energia armazenada no ar no interior da copa e na biomassa. Os resultados indicaram claramente que o armazenamento de energia não pode ser desconsiderado na partição do balanço de energia em escala de tempo horária.

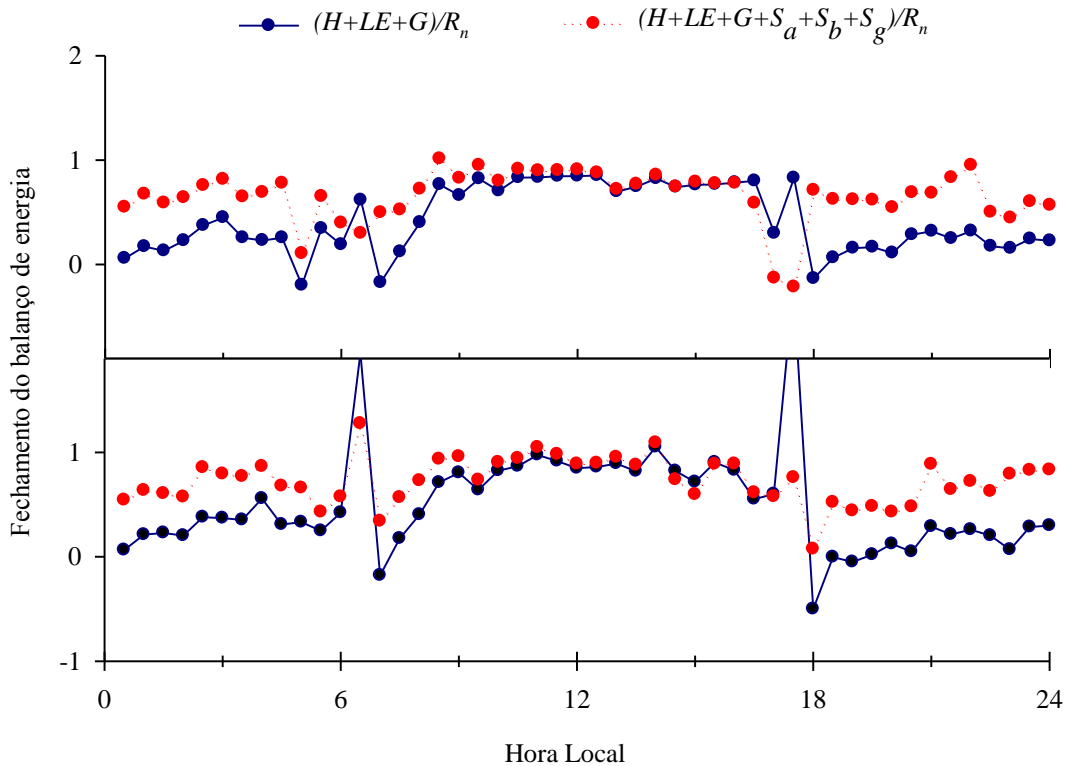


Figura 2.6. Ciclos diários médios do fechamento do balanço de energia observado durante a estação chuvosa (superior) e seca (inferior), ambos incluindo ou não os vários termos do armazenamento de energia.

2.4. Discussões

A falha de fechamento no balanço de energia ocorre em numerosos experimentos de campo e entre os vários instrumentos de fabricantes diferentes, especialmente em sítios com vegetação alta. Das várias razões para o não fechamento do balanço de energia que têm sido propostas na literatura, muitas estão relacionadas com a qualidade dos dados e precisão das medidas do saldo de radiação e outros termos, os quais têm mostrado um aumento significativo no fechamento hoje em dia e não pode ser mais um argumento (Foken, 2008). Os resultados apresentados neste trabalho demonstraram claramente a importância de estimar todos os termos da equação do balanço de energia, incluindo variações em algumas taxas de armazenamento, para melhor entendimento da partição de energia em florestas densas como as florestas de terra firme na Amazônia. Embora os termos de armazenamento tenham taxas menores que os fluxos de calor sensível e latente, estes representam uma fração significativa

do saldo de radiação em escala de tempo horária. Não obstante, um pequeno resíduo no balanço de energia permanece durante o dia, o qual pode ser atribuído à subestimativas dos fluxos turbulentos pela técnica de covariância dos vórtices turbulentos. Já no período noturno, o resíduo está relacionado com incertezas na determinação dos fluxos turbulentos noturnos, evidenciando, portanto, o quanto a representação dos processos na camada limite estável é uma questão crítica para estudos micrometeorológicos.

A técnica de covariância de vórtices turbulentos aplicada em uma única torre enfrenta uma limitação fundamental tendo que confiar na hipótese de Taylor em assumir que a variação temporal medidas nas torres são equivalentes às variações turbulentas espaciais. Enquanto esta hipótese pode ser assumida de forma segura em condições homogêneas e estacionárias, em muitos sítios, esta pode não se aplicar. Especialmente na Amazônia, a camada limite atmosférica frequentemente apresenta grandes vórtices se movendo lentamente causados por intensos movimentos convectivos e/ou circulações locais induzidas pela heterogeneidade da superfície, e a turbulência é organizada em 'estruturas turbulentas organizadas' (Kanda et al., 2004; Foken 2008), as quais não se movem com o vento rápido o suficiente para serem adequadamente amostradas nas escalas de tempo usualmente aplicadas na técnica de covariância de vórtices turbulentos.

Finningan et al. (2003) mostraram que movimentos que ocorrem em escala de tempo maior que a escala de tempo usual para movimentos turbulentos contribuem para o transporte de energia. Em um estudo similar ao de von Randow et al. (2002) e de Finningan et al. (2003), foram estendidas as escalas de rotação de eixos e de cálculo das médias no CVT para períodos de até 4 horas (Figura 2.7).

Os resultados apresentados nas Figuras 2.5 e 2.7 indicaram que em alguns períodos com escala de tempo da média menor que uma hora pode não ser suficiente para amostrar adequadamente os vórtices passando ativamente pela torre. Em uma situação onde grandes células convectivas persistem durante horas em posições fixas na paisagem, é muito difícil definir um adequado intervalo de tempo. Nestas condições, uma medida da variabilidade espacial da turbulência é necessária. Von Randow et al. (2008) utilizaram um cintilômetro de larga abertura (CLA), o qual fornece uma medida que representa uma média espacial em um caminho, para estimar os fluxos de calor sensível. Os autores encontraram que os fluxos pelo CVT foram frequentemente inferiores que os do CLA, e a diferença foi maior com o aumento da influência de movimentos de baixa frequência. Foken (2008) também apresentou dados de uma combinação de CLA com cintilômetros de microondas que mostrou fluxos

significativamente maiores do que uma agregação em uma área dos fluxos medidos por vários sistemas de CVT em uma superfície heterogênea. Em geral, os resultados sugerem que um único sistema de covariância dos vórtices turbulentos não é capaz de capturar grandes vórtices quase estacionários que podem significativamente contribuir para a transferência de energia e massa entre a superfície e a atmosfera sobre o sítio do estudo atual. Estes fatores também podem explicar a falha no fechamento do balanço de energia em muitos outros sítios com terreno complexo. Em superfícies heterogêneas o balanço de energia pode ser fechado apenas quando aplicada uma média espacial apropriada dos fluxos turbulentos para grandes vórtices. Em alguns casos, a aplicação de média temporal de até 4 horas é suficiente para incorporar contribuições de baixa frequência relevantes (Finningan et al., 2003). Contudo, usar intervalos próximos a 4 horas não é uma solução simples por violar a questão de estacionariedade, essencial para a aplicação da técnica CVT, e pode aumentar a incerteza dos resultados.

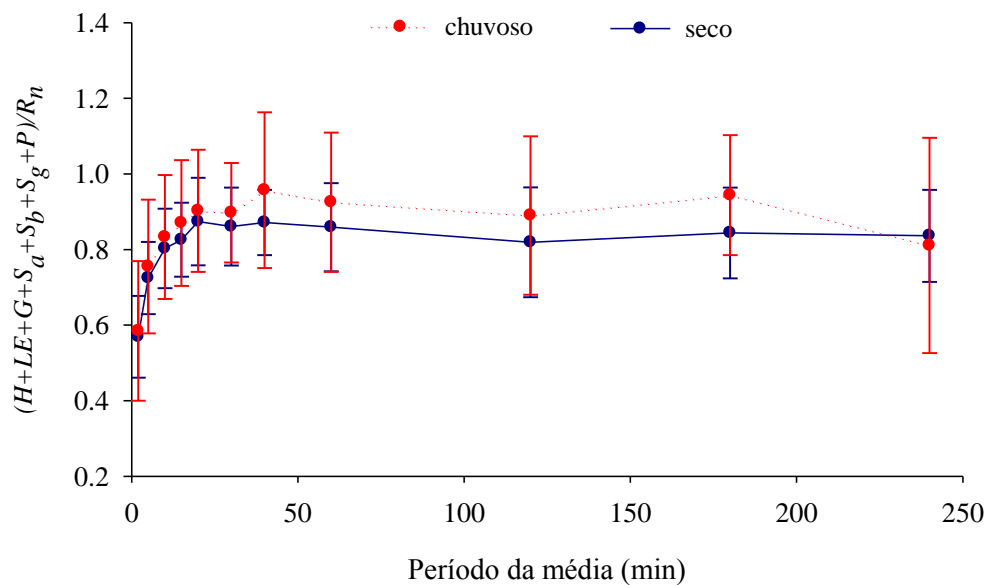


Figura 2.7. Fechamento do balanço de energia para diferentes escalas de tempo da média usada nos cálculos da covariância dos vórtices turbulentos para os períodos chuvoso e seco.

2.5. Conclusões

Estimativas das taxas de armazenamento de energia na camada de ar e vegetação utilizando equações simplificadas foram úteis para melhorar o fechamento do balanço de energia em uma floresta de terra firme na Amazônia, indicando que estes termos podem representar uma fração significativa da partição de energia em escala horária. A energia utilizada na fotossíntese, respiração e decomposição (P) e o armazenamento de energia na camada de solo acima da placa de fluxo (S_g) representaram uma pequena fração do saldo de radiação, mas é recomendado que estes termos sejam incluídos em estudos do balanço de energia, especialmente quando o fechamento for usado como um critério de qualidade dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE).

A inclinação da curva de regressão entre os componentes não radiativos do balanço de energia e o saldo de radiação indicou um melhor fechamento do balanço quando todos os termos de armazenamento de energia no ar e biomassa, solo e energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição foram incluídos. Considerando médias horárias foi observado um grande aumento durante a noite, quando os fluxos de calor sensível e latente foram próximos de zero, após incluir as taxas de armazenamento de energia nas análises.

Até mesmo depois de incluir todos os termos relevantes na equação do balanço de energia, um pequeno resíduo permaneceu. É plausível atribuir este resíduo principalmente ao sistema de covariância dos vórtices turbulentos não ser capaz de capturar grandes vórtices quase estacionários que contribuem significativamente para a transferência entre a superfície e a atmosfera. Além disso, também podem ser consideradas as limitações dos diversos instrumentos utilizados para quantificação dos termos considerados na equação do balanço de energia.

CAPÍTULO 3

Explorando medidas com um sistema de covariância de vórtices turbulentos e um cintilômetro de larga abertura numa floresta de terra firme na Amazônia

RESUMO

Um cintilômetro de larga abertura (CLA) foi usado para estimar o fluxo de calor sensível em um sítio de floresta de terra firme na Amazônia, e essas estimativas foram comparadas com as de um sistema de covariância de vórtices turbulentos (CVT) para analisar as condições de modulação de baixa frequência na camada superficial. Os resultados mostraram que as estimativas de fluxo pelo CVT são geralmente inferiores do que as obtidas pelo CLA. As diferenças entre CVT e CLA tendem a aumentar com o decréscimo da correlação entre a velocidade vertical do vento e a temperatura do ar (r_{wT}). Utilizando diferentes intervalos de tempo para cálculo da média nas estimativas pelo CVT, foi observado que as maiores diferenças entre os fluxos pelo CLA e pelo CVT são observadas para médias de 10 minutos, menos para médias de 30 minutos, enquanto as médias de 1 hora resultaram nas menores diferenças. Este resultado é atribuído ao efeito de média espacial do CLA. De forma geral, os resultados sugerem que r_{wT} pode ser utilizado como um indicador da importância dos movimentos de baixa frequência na camada superficial. Avaliando o balanço de energia para diferentes faixas de r_{wT} , foi encontrado que o fechamento melhorou quando foram utilizados dados com r_{wT} maiores. Adicionalmente, uma metodologia foi desenvolvida para corrigir os sinais do cintilômetro para o efeito de vibrações de torre.

3.1. Introdução

Durante os últimos anos, os fluxos de energia e de carbono entre a superfície e a atmosfera têm sido medidos em uma área de floresta tropical na Amazônia Central (sítio experimental K34 do LBA), localizada cerca de 60 km ao norte de Manaus, Brasil, usando

Artigo publicado na revista *Agricultural and Forest Meteorology*. Anexo A.

von Randow, C., Kruijt B., Holtslag, A. A. M., Oliveira M. B. L. 2008. Exploring eddy covariance and scintillometer measurements in an Amazonian rain forest. *Agr. Forest. Meteorol.* 148, 680-690

um sistema de covariância dos vórtices turbulentos (CVT). Entretanto, assim como em vários outros sítios de terreno complexo no mundo, as medidas de fluxos ainda estão sujeitas a grande incerteza, especialmente devido ao aspecto heterogêneo da topografia na região (áreas de platô de terra firme dissecadas por vales com solos muito úmidos). As limitações e incertezas nas medidas de fluxos sobre as superfícies complexas têm sido discutidas em artigos recentes (Mahrt, 1998; Finningan et al., 2003; Kruijt et al., 2004).

A camada limite atmosférica sobre florestas da Amazônia freqüentemente contém grandes vórtices se movendo lentamente que resultam dos movimentos convectivos intensos e/ou circulações locais induzidas pela heterogeneidade da superfície. Esses movimentos ocorrem em escala de tempo maiores do que as escalas usuais de turbulência e serão referidos neste trabalho como movimentos de baixa frequência. Infelizmente, ainda é difícil de quantificar os efeitos destes movimentos de baixa frequência nos processos de trocas turbulentas na camada superficial. Em alguns casos, especialmente aqueles caracterizados por fraca mistura turbulenta da atmosfera, existem indicações de que as variações de baixa frequência contribuem até 30% da covariância total em florestas da Amazônia (von Randow et al., 2002, Finningan et al., 2003). No entanto, nem sempre fica claro até que ponto estas variações representam transporte real que deveriam ser considerados para avaliar a troca total nos estudos de balanço, ou não-estacionariedade nos sinais que deveriam ser desconsiderados nos cálculos de fluxos.

Na presença de vórtices que se movem lentamente, não é fácil escolher uma escala de tempo para o cálculo da média e definir as partes médias e de flutuações nas estimativas pelo CVT. A escala de tempo deve ser longa o suficiente para amostrar um número maior de vórtices que passam pelo sensor e fornecer estatísticas estáveis da troca. Todavia, quanto maior o tempo escolhido para o cálculo da média, maiores serão as incertezas nas estimativas dos fluxos, em razão da não-estacionariedade dos sinais. Na literatura, os típicos intervalos para o cálculo da média são 30 ou 60 minutos. Em certas condições, contudo, essas escalas de tempo podem ser muito curtas para amostrar estruturas turbulentas organizadas (ETO) se movendo lentamente (Kanda et al., 2004). Usando experimentos numéricos com simulações de grandes vórtices, os autores citados anteriormente mostraram que os fluxos com médias temporais baseadas em medidas de uma única torre, sistematicamente subestimam a média espacial do fluxo de calor. Eles explicaram a subestimativa pelo comportamento de estruturas turbulentas organizadas. Não-homogeneidade no fluxo de calor superficial ou topografia podem gerar células convectivas em posições fixas sobre a região (Malhi et al., 2004).

Um método alternativo para estimar os fluxos de calor superficiais que pode apresentar vantagens sobre a técnica de covariância dos vórtices turbulentos em uma única torre é o método da cintilometria. Um cintilômetro é um instrumento que pode medir a quantidade de cintilações no ar pela emissão de um feixe de luz sobre um caminho horizontal da ordem de poucos metros até aproximadamente 10 km (Hill, 1992; De Bruin, 2002). As cintilações registradas pelo instrumento podem ser relacionadas com o parâmetro de estrutura do índice de refração do ar (C_n^2), que é principalmente dependente das flutuações na temperatura e umidade do ar. A principal vantagem do cintilômetro é que este fornece uma medida que representa uma média espacial dos vórtices turbulentos ao longo de todo o caminho. Por esta razão, não é necessário usar uma longa escala de tempo para amostrar um grande número de vórtices, e espera-se uma melhor estimativa da estrutura da turbulência pelo cintilômetro em condições de fraca mistura.

A base teórica e aplicações iniciais do método da cintilometria para estimativas de fluxos foram desenvolvidas nos anos 1970; ver, por exemplo, os artigos de Wesely (1976a e 1976b), Wyngaard e Clifford (1978), Wang et al. (1978) e a revisão de Hill (1997). Diferentes tipos de cintilômetros, que fornecem informação na escala mais interna de turbulência (l_0) e do parâmetro de estrutura do índice de refração do ar (C_n^2), têm sido desenvolvidos. Para estimar os fluxos de calor a partir de medidas de C_n^2 , contudo, é necessária uma relação de similaridade entre as duas quantidades. Medidas usando diferentes tipos de cintilômetros têm sido realizadas com sucesso sobre sítios relativamente uniformes (Andreas, 1989; Hill et al., 1992; De Bruin et al., 1995) usando a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (SMO), porém em locais complexos deve ser aplicado com precaução. Cain et al. (2001) destacou que os fluxos estimados pelo CLA concordam com os fluxos pelo CVT apenas quando uma altura de deslocamento “efetiva” (d) – corretamente obtida de seus anemômetros sônicos – é usada nos cálculos, muito embora o d estimado seja maior do que a altura da vegetação. Meijninger et al. (2002) apresentaram evidências experimentais que acima da altura de mistura conceitual o SMO gera bons resultados sobre uma superfície plana heterogênea. Mas ainda, mesmo abaixo da altura de mistura, os resultados de Meijninger et al. (2002) indicaram apenas uma violação relativamente pequena da SMO e estimativas satisfatórias dos fluxos, se considerar cuidadosamente a área fonte do ar amostrado pelo cintilômetro.

Recentemente Nakaya et al. (2006) e Nakaya et al. (2007) usaram um cintilômetro de pequena abertura com feixe deslocado (CPAFD), com um comprimento de 86 m para o caminho percorrido pelo feixe, em combinação com sistema de CVT sobre a copa de uma floresta decídua e encontraram que o CPAFD mede maiores taxas de dissipação do que o

CVT quando o vento está perpendicular ao caminho do cintilômetro, especialmente em condições de fraca mistura. Os autores atribuíram os resultados à grande área fonte do cintilômetro amostrando melhor a variabilidade espacial dos vórtices turbulentos. Uma desvantagem do CPAFD é que a saturação do sinal ocorre em comprimentos de caminho maiores que 250 m. Para cintilômetros de larga abertura a saturação ocorre em comprimentos maiores (~ 5 a 10 km, ver, por exemplo, Ochs e Wilson, 1993, e Kohsiek et al., 2006), e por esta razão, o CLA é mais apropriado para o uso em alturas maiores e caminhos mais longos sobre florestas altas.

O objetivo deste artigo é apresentar medidas do CLA, com um comprimento de caminho de 1140 m, instalado próximo ao CVT no sítio K34 na Amazônia Central, analisando as condições de variações de baixa frequência e discutindo a capacidade do CLA em medir sinais turbulentos médios espaciais. Apresenta-se também uma metodologia para corrigir os efeitos de vibração da torre nas medidas do cintilômetro.

3.2. Fundamentação teórica

3.2.1 Fluxos usando cintilometria

A estimativa dos fluxos com o cintilômetro é baseada em medidas das flutuações de intensidade de um feixe de radiação eletromagnética, também conhecido como cintilações. Descrições detalhadas do princípio de medida e de diferentes tipos de cintilômetros são encontradas em muitos artigos (Wesely, 1976a; Andreas, 1989; Hill, 1992; Hill, 1997).

Um cintilômetro de larga abertura (CLA) consiste em um transmissor e um receptor, instalados em uma altura z_{CLA} . A relação entre a variância do logaritmo das flutuações da intensidade medida $\sigma_{\ln I}^2$ e o parâmetro de estrutura do índice de refração do ar C_n^2 é obtido da equação de propagação de uma onda esférica através de um meio com flutuações aleatórias do índice de refração. Para um CLA com iguais aberturas de transmissão e recepção, Wang et al. (1978) obtiveram:

$$C_n^2 = 1.12\sigma_{\ln I}^2 D^{7/3} L^{-3} \quad (3.1)$$

na qual D é o diâmetro de abertura do CLA e L é a distância entre o transmissor e receptor.

As cintilações são primariamente o resultado das flutuações na temperatura e umidade do ar. De forma específica, o valor de C_n^2 medido está relacionado aos parâmetros de estrutura da temperatura C_T^2 , e da umidade C_q^2 , e ao termo de covariância C_{Tq} . Para ondas eletromagnéticas nas regiões do visível e infravermelho próximo, entretanto, cintilações relacionadas com umidade são muito menores do que as cintilações relacionadas com temperatura. Wesely (1976b) discute que para o CLA operando com comprimento de onda no infravermelho próximo, pode-se estimar o parâmetro estrutura da temperatura C_T^2 pelas medidas de C_n^2 usando:

$$C_T^2 \approx C_n^2 \left(\frac{T^2}{-0.78 \cdot 10^{-6} P} \right)^2 \left(1 + \frac{0.03}{\beta} \right)^{-2} \quad (3.2)$$

em que P é a pressão atmosférica, T é a temperatura absoluta do ar e β é a razão de Bowen, razão entre os fluxos de calor sensível e latente. O termo razão de Bowen nesta expressão fornece uma correção para cintilações relacionadas com a umidade.

Uma vez que C_T^2 é conhecido, o fluxo de calor sensível (H) pode ser obtido de uma função universal $f_T(z-d/L_{MO})$ que é baseada na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (SMO).

$$\frac{C_T^2 (z_{CLA} - d)^{2/3}}{T_*^2} = f_T \left(\frac{z_{CLA} - d}{L_{MO}} \right) = f_T(\zeta) \quad (L_{MO} < 0) \quad (3.3)$$

sendo d a altura do deslocamento do plano zero, z_{CLA} a altura efetiva do feixe do cintilômetro acima da superfície, ao longo do caminho (Hartogensis et al., 2003), L_{MO} o comprimento de Monin-Obukhov, e T_* a escala de temperatura definida como:

$$T_* = \frac{-H}{\rho c_p u_*} \quad (3.4)$$

na qual, ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar e u_* é a velocidade de fricção.

Muitas fórmulas para a função $f_T(\zeta)$ têm sido propostas (Andreas, 1988; Thiermann e Grassl 1992; De Bruin et al., 1993). Neste trabalho adota-se $f_T(\zeta) = 4,9 (1 - 9\zeta)^{-2/3}$, ($\zeta < 0$),

depois de De Bruin et al. (1993), mas foram apresentadas diferentes curvas para uma impressão visual das diferentes formas de $f_T(\zeta)$ (ver Figura 7).

Deve-se notar que CLA fornece apenas C_T^2 e que uma medida de u_* é necessária. Usam-se medidas de velocidade do vento e a seguinte relação de perfil de fluxo para estimar u_* :

$$\frac{kU}{u_*} = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z_0}{L_{MO}}\right) + \psi_m\left(\frac{z}{L_{MO}}\right), \quad (3.5)$$

na qual z_0 é o comprimento de rugosidade e ψ_m é a função de estabilidade integrada para momentum dada por:

$$\psi_m = \begin{cases} -5\zeta & \text{for } \zeta > 0 \\ 2\ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2\arctan(x) + \pi/2 & \text{for } \zeta < 0 \\ \text{with } x = (1-16\zeta)^{1/4} & \end{cases}, \quad (3.6)$$

conhecida como relação Bussinger-Dyer. As equações (3.3)-(3.6) devem então ser resolvidas iterativamente para calcular os fluxos de momentum e de calor.

3.2.2. Estimativas da área fonte

Para uma comparação dos fluxos estimados pelo CLA com CVT, é interessante avaliar a área fonte dos dois sistemas usando um modelo de área fonte do ar amostrado pelos sensores. A função f relaciona a medida de fluxo, $F(x, y, z_m)$ com a distribuição espacial do fluxo de superfície no sentido do escoamento $S_0(x, y)$ (também denominado de intensidade da fonte) por:

$$F(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^x S_0(x', y') f(x-x', y-y', z_m) dx' dy', \quad (3.7)$$

na qual x é a distância na direção do vento, y é a posição na direção perpendicular ao vento e z_m é a altura da medida. Para uma simples análise de área fonte estende-se a formulação de Hsieh et al. (2000), assumindo uma distribuição gaussiana na direção perpendicular ao vento.

Hsieh et al. (2000) encontrou por análise dimensional que $x / |L_{MO}|$ (x aqui pode ser visto como sendo a distância necessária para atingir o fluxo normalizado desejado, F/S_0), pode ser expresso como:

$$\frac{x}{|L_{MO}|} = \frac{-1}{k^2 \ln(F/S_0)} D(z_u / |L_{MO}|)^P \quad (3.8)$$

na qual $k = 0,4$ é a constante de von Karman, D e P são constantes de similaridade, e z_u é uma escala de comprimento definida como:

$$z_u = z_m \left(\ln \left(\frac{z_m}{z_0} \right) - 1 + \frac{z_0}{z_m} \right) \quad (3.9)$$

sendo z_0 é o comprimento de rugosidade. A razão F/S_0 representa a contribuição cumulativa relativa ao fluxo na direção do escoamento por uma distância x – uma contribuição de 90% é representada por $F/S_0 = 0,9$. Usando os resultados de um modelo de dispersão estocástico lagrangeano para calcular a área fonte para uma variação dos valores de z_m , z_0 e L_{MO} , Hsieh et al. (2000) encontrou $D = 0,28$ e $P = 0,59$ para condições instáveis. Eles então formularam uma expressão para a função de área fonte ao longo da direção no sentido do vento de forma que:

$$f_y = \frac{1}{k^2 x^2} D z_u^P |L_{MO}|^{1-P} \exp \left(\frac{-1}{k^2 x} D z_u^P |L_{MO}|^{1-P} \right). \quad (3.10)$$

A área fonte distribuída ao longo da direção perpendicular ao escoamento é relacionada a f_y pela expressão:

$$f(x, y) = D_y(x, y) f_y \quad (3.11)$$

na qual a função de distribuição perpendicular ao escoamento é expressa como (ver por exemplo Pasquill, 1974):

$$D_y(x, y) = \frac{e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} \quad (3.12)$$

com a dispersão σ_y assumida como dependente do desvio padrão da direção perpendicular ao vento σ_v . Usa-se $\sigma_y = \sigma_v x / \bar{u}$, na qual \bar{u} é a velocidade horizontal média do vento entre a superfície e a altura de medida z_m .

No caso de CLA, o conceito da área fonte é estendido para combinar com a função peso em forma de sino que descreve a contribuição ao longo do caminho do cintilômetro (Meijninger et al., 2002) ou seja:

$$f_{CLA} = (f * W(x, y)) \quad (3.13)$$

em que $W(x, y)$ é a função de altura do CLA, descrito por exemplo por Hartogensis et al. (2003). O operador $*$ representa a convolução entre as funções.

3.3. Descrição experimental

3.3.1. Medidas e descrição do sitio

Os dados utilizados neste artigo foram coletados entre 21 de maio e 14 de junho, e entre 23 de setembro e 3 de outubro de 2005, no sítio experimental K34 (2°36'32,67" S, 60°12'33,48" W, 130 m), localizado cerca de 60 km ao norte de Manaus, Brasil, na parte Central da Amazônia. O sítio está localizado em uma reserva de floresta úmida primária, controlada pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. A paisagem consiste de platôs, dissecados por vales que são frequentemente inundados após precipitação. A Figura 3.1 mostra uma revisão da topografia na área experimental, indicando a posição das duas torres utilizadas neste estudo. A altura da vegetação é variável, mas com média em torno de 30 m. McWilliam et al. (1993) classificaram a floresta em um local próximo como *Floresta Ombrófila Densa*, com uma biomassa seca acima do solo de 300-350 t ha⁻¹ e um índice de área foliar variando de 5 a 6. Esta vegetação de floresta é observada razoavelmente

homogênea cobrindo alguns km^2 na região, e o sítio é típico de vegetação natural e topografia da maioria da Amazônia central.

Foi estimada a altura de deslocamento e o comprimento de rugosidade do sítio usando medidas de perfil de vento na torre principal e a metodologia descrita por De Bruin e Moore (1985). A Figura 3.2 mostra estas estimativas de acordo com a direção do vento. Alguma dispersão é observada, mas nenhuma variação clara com a direção do vento nos parâmetros foi observada. Foram usados então os valores médios $d = 16,9 \pm 2,0$ m e $z_0 = 2,1 \pm 1,4$ m.

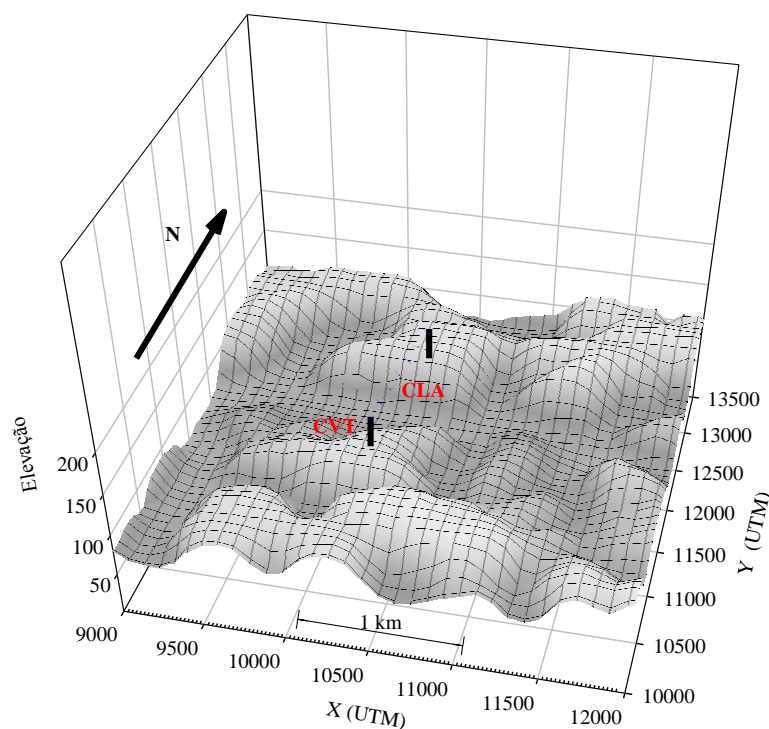


Figura 3.1. Localização do sítio experimental K34, na Amazônia Central. As barras verticais mostram as posições das torres (CVT indica a torre do sistema de covariância dos vórtices turbulentos) e a linha pontilhada indica o caminho do CLA.

A principal torre experimental, indicada por CVT na Figura 3.1, é equipada com um sistema de covariância dos vórtices turbulentos medindo os fluxos de momentum, energia e dióxido de carbono em uma altura de aproximadamente 36 m acima da altura de deslocamento (53 m acima do solo), em operação desde meados de 1999. O sistema é similar em arranjo ao descrito por Moncrieff et al. (1997). Este é um sistema composto por um anemômetro sônico tridimensional, (R3, Gill Instruments) e um analisador de gás por

infravermelho de caminho fechado (IRGA) (LI-7500, LICOR). Componentes da velocidade do vento e temperatura, medidos pelo anemômetro sônico, e razão de mistura de H_2O e CO_2 , medidos pelo IRGA, foram gravados em uma taxa de amostragem de 10 Hz. Informações mais detalhadas acerca do sítio e da instrumentação na torre K34 são fornecidas por Araujo et al. (2002).

Os cálculos dos fluxos turbulentos foram executados para três diferentes intervalos de tempo médios, 10 min, 30 min e 1 hora, usando ‘Alteddy’, o qual é um software escrito em FORTRAN, que pode ser adaptado a um número de diferentes configurações de hardware e opções de programas. O programa foi configurado para aplicar rotações de dois eixos para alinhar o sistema de coordenadas com o vento médio e forçar a componente vertical média (w) ser zero (McMillen, 1988) e executar uma correção na frequência de resposta padrão, seguindo a metodologia descrita por Moncrieff et al. (1997) e Aubinet et al. (2000). Nenhum método de remoção de tendência foi aplicado aos sinais. Geralmente para este sítio e arranjo experimental, independente da rotação de coordenadas, as correções são relativamente pequenas e não representam grandes fatores de incertezas nos valores finais. (Kruijt et al., 2004).

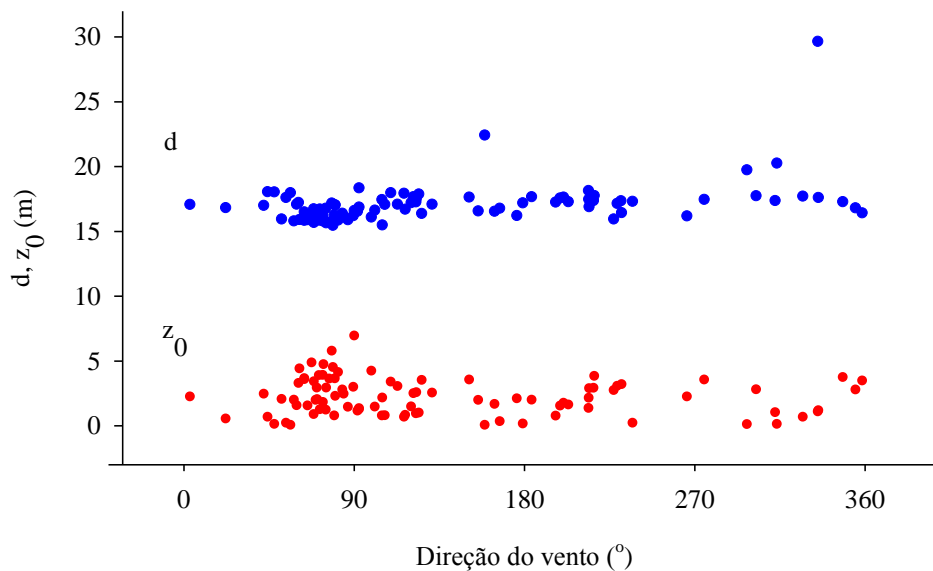


Figura 3.2. Estimativa da altura de deslocamento (d) e comprimento de rugosidade (z_0) do sítio de floresta K34 na Amazônia Central, de acordo com a direção do vento.

Uma segunda torre foi erguida a cerca de 1,1 km a norte da torre principal. Um CLA (LAS 150, Kipp e Zonen) foi então instalado no sítio, apoiado pelas duas torres. O receptor do CLA foi instalado na torre principal em uma altura de 51,2 m acima do solo, conectado com um sistema de aquisição e armazenamento de dados (CR23X, Campbell Scientific). O transmissor foi instalado na segunda torre em uma altura 43,7 m. As duas torres estavam separadas por um vale, porém, a altura efetiva do feixe do CLA foi maior. Usando o método descrito por Hartogensis et al. (2003), foi estimada uma altura efetiva para o CLA de 54,1 m acima da altura de deslocamento.

A direção predominante do vento foi de Leste, com cerca de 50% das observações sendo deste setor (65% quando apenas condições instáveis foram consideradas, ou seja, $\xi < 0$). Por esta razão, a localização do CLA na direção Norte-Sul, fez a área fonte do CLA ser significativamente maior que do CVT (ver seção 3.4.1).

Medidas da flutuação de intensidade do feixe e de seus espectros foram gravadas em intervalos de 10 min. O sistema de aquisição e armazenamento de dados foi programado para ler e receber sinais a uma taxa de 1 Hz, gravando a média e variância da intensidade (σ_I^2) e logaritmo da intensidade ($\sigma_{\ln I}^2$, calculada usando a função log interna do próprio sistema de aquisição e armazenamento de dados) a cada 10 minutos. Adicionalmente, leituras de alta frequência a uma taxa de 200 Hz foram executadas durante 10 s a cada minuto. Com essas leituras de alta frequência, o espectro das flutuações de intensidade foi calculado (usando a função interna do sistema de aquisição e armazenamento de dados, FFT (transformada de Fourier)) e média a cada 10 min. O espectro foi então examinado e corrigido para efeitos de vibração da torre e absorção do sinal (ver próxima seção). Após isto, valores de C_n^2 , C_T^2 e H foram derivados e comparados com os valores fornecidos pelo sistema CVT.

3.3.2. Correções para vibração da torre

Idealmente, ambos o transmissor e receptor do CLA deveriam ser montados em uma robusta plataforma estável para evitar vibrações no conjunto. Isto é importante porque o instrumento não pode distinguir flutuações no sinal causadas por vibrações no instrumento ou cintilações. As torres, sendo altas e de pequena espessura, infelizmente são muitas vezes submetidas a vibrações, contaminando as medidas do CLA. Aqui é proposto um método para

corrigir essas vibrações, por medida do espectro de Fourier para flutuações de intensidade no receptor, e comparando então com uma forma teórica esperada para o espectro.

Clifford (1971) derivou a forma do espectro teórico para uma onda esférica propagando através de uma atmosfera turbulenta. Nieveen et al. (1998) mais adiante descreveu isto como uma combinação das partes reais e imaginárias. A componente real representa as flutuações no sinal recebido pela refração (equação 3.4 de Nieveen et al., 1998) e a componente imaginária representa o efeito da absorção (equação 3.5 de Nieveen et al., 1998). A frequência do feixe de luz usado pelo CLA é próximo à frequência de ressonância do vapor de água, então parte desse feixe de energia é absorvido pela umidade atmosférica.

A Figure 3.3 mostra um típico espectro gravado em um intervalo de 10 min medido pelo CLA no sítio K34, ao longo da curva da componente real do espectro teórico descrito por Nieveen et al. (1998) ajustado para os dados estudados. Um nível característico fora do espectro nas frequência variando de 1 a 10 Hz é observado, mas um intenso pico, imediatamente no meio, chamou atenção. Este pico é atribuído ao efeito da vibração na torre. Além disso, um aumento é observado nas baixas frequências. Isto está relacionado a absorção em baixa frequência onde o mecanismo de absorção aumenta as flutuações do sinal recebido. Resultados similares foram obtidos por Nieveen et al. (1998).

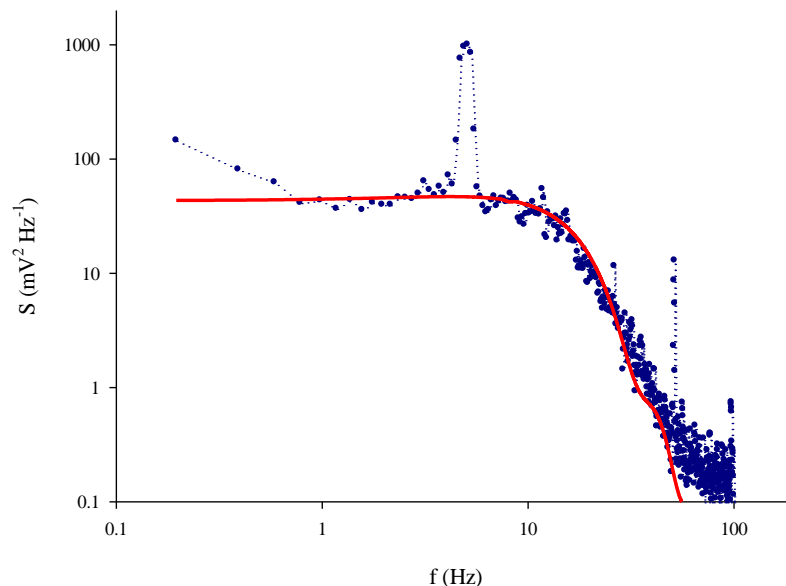


Figura 3.3. Espectro do sinal de intensidade medido pelo CLA para o 26 de maio de 2005, 14:00 h (linha pontilhada), junto com a curva do espectro teórico ajustada para os dados (linha contínua).

Baseado nessas informações, foi aplicada a seguinte metodologia para as medidas do CLA: primeiro foram gravados os espectros de flutuações de intensidade usando a função FFT interna do sistema de aquisição e armazenamento de dados; segundo, foi identificado na região entre 1 e 10 Hz a parte do espectro com o nível de frequência independente e ajustado a uma curva teórica para igualar a este nível; terceiro, foi calculada uma variância das flutuações de intensidade (σ_I^2) “livre de vibrações” para o espectro ajustado; quarto: foi estimado $\sigma_{\ln I}^2$ (variância do logaritmo da intensidade das flutuações) através de σ_I^2 . Para alcançar isto, foram gravados σ_I^2 e $\sigma_{\ln I}^2$ diretamente do CLA (usando funções internas do sistemas de coleta e armazenamento dos dados) e, após selecionar os dados gravados onde a influência das vibrações foi pequena por inspeção visual do espectro, foi determinada uma equação de regressão entre as duas variáveis; finalmente usando uma equação de regressão foi estimada a $\sigma_{\ln I}^2$ livre de vibrações e calculado um valor corrigido para C_n^2 usando a equação 3.1. Note que corrigindo os sinais do CLA pelo ajuste do espectro usando esta aproximação, tem-se uma correção para ambas as vibrações artificiais e por absorção. A última característica é particularmente importante para a aplicação em floresta tropical, onde a umidade é alta.

3.4. Resultados e Discussões

A Figura 3.4 apresenta uma série temporal típica para fluxos de calor sensível a cada meia hora, medidos pelo sistema CVT e pelo CLA no final de maio de 2005. Embora o comportamento em geral dos dois sistemas fosse o mesmo, foi observado que em alguns períodos os fluxos medidos pelo CLA são diferentes dos medidos pelo CVT. É esperado que as incertezas nas estimativas pelo CLA sejam maiores em condições estáveis, especialmente devido ao desempenho limitado da teoria de similaridade. Como o objetivo foi analisar as condições de influência de grandes vórtices da camada limite convectiva atuando na camada superficial, nas análises seguintes será dado ênfase apenas nas condições diurnas.

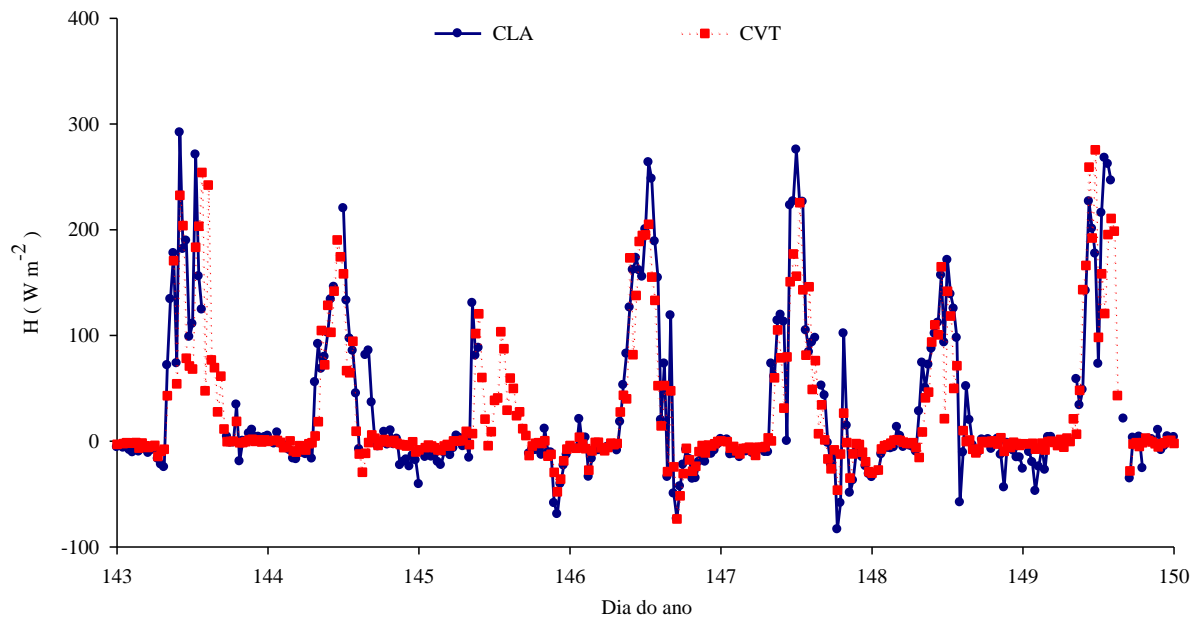


Figura 3.4. Exemplo de série temporal do fluxo de calor sensível a cada meia hora no sítio K34 medido pelo CLA e sistema de covariância dos vórtices.

3.4.1 Subcamada rugosa e área fonte dos sistemas

Considerando que o sinal do cintilômetro é ponderado para o meio do caminho, o pico da função da área fonte do CLA deverá ser de aproximadamente 500 m ao norte do pico da área fonte do sistema CVT. Porém, a cobertura da vegetação é razoavelmente homogênea ao redor da torre. É então esperado que estimativas dos dois sistemas de fluxos instalados na camada superficial apresentem valores similares neste sítio. Não obstante, devido à característica inerente à heterogeneidade das estruturas turbulentas na subcamada rugosa, (SR) sobre florestas altas, alguma variabilidade espacial pode ser esperada (Katul et al., 1999). É então importante considerar a posição cuidadosamente dos sistemas no presente estudo.

Em um artigo anterior (von Randow et al., 2006), estimaram a altura da SR, no mesmo sítio deste estudo, analisando a skewness da componente vertical do vento ($Sk_w = \overline{w'^3} / \sigma_w^3$). Sk_w pode representar a componente vertical do transporte turbulento da variância de w ($\sim \overline{w'w'^2}$), tipicamente observada sendo negativa na SR e variando de sinal acima da copa. Foi sugerido que este nível deveria ser considerado com a altura da SR (Raupach e Thom, 1981).

Neste sítio, Sk_w variou em torno de -1 próximo ao topo da copa até $\sim 0,1$ na altura de $1,8 h$ (onde h é a altura da copa) (von Randow et al., 2006). Desses resultados foi concluído que a altura da SR é em torno de $1,5 h - 1,8 h$ nesta região de floresta, e na altura onde o sistema CVT foi instalado é provável que os efeitos da SR sejam pequenos. A altura efetiva do CLA é até mais alta, com o feixe do CLA passando sobre um vale.

Considerando que ambos os sistemas estavam na parte superior da SR, uma importante diferença na área fonte do ar que passa pelos dois sistemas permaneceu especialmente devido à direção predominante do vento no sítio ser de leste, a área fonte do CLA foi 8 – 20 vezes maior que a área fonte do CVT. Note que até mesmo quando o vento foi paralelo ao caminho do feixe (ventos de norte e de sul) a área fonte do CLA foi maior do que a do CVT, devido ao comprimento longo do caminho (Meijninger et al., 2002). A Figura 3.5 mostra um exemplo de área fonte observada no dia 28 de maio de 2005, quando o vento foi razoavelmente constante de leste durante todo o dia.

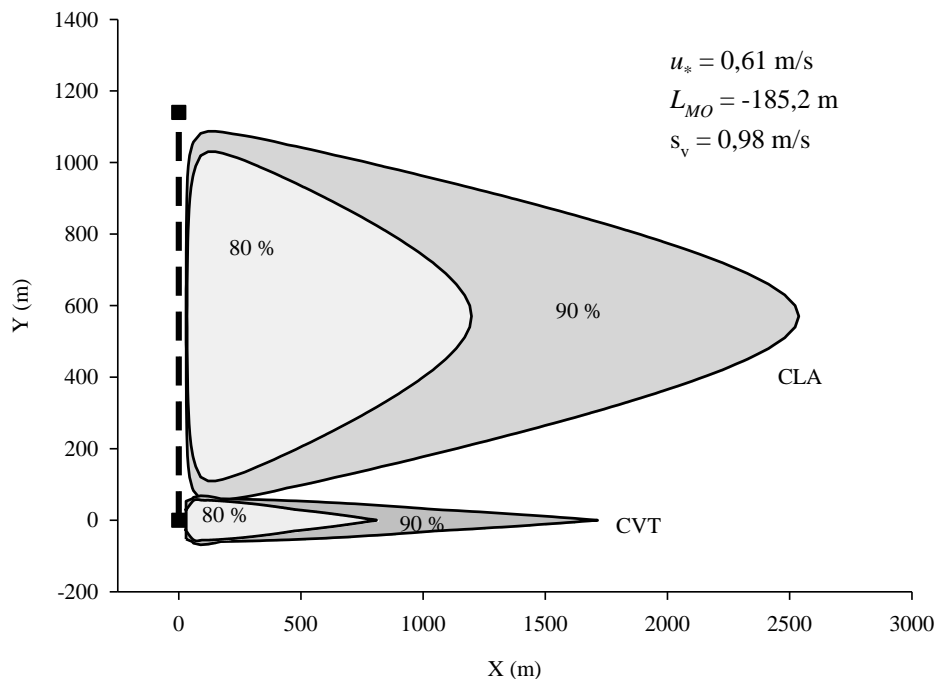


Figura 3.5. Representação da área fonte do CVT e CLA observado com a direção do vento perpendicular ao caminho CLA. A linha pontilhada vertical mostra o caminho do CLA e as áreas sombreadas representam as áreas fontes de 90% e 80% de contribuição para medida de fluxo.

3.4.2 Fluxos de calor sensível medidos pelo CVT e CLA

A Figura 3.6 mostra que os fluxos estimados pelos dois sistemas diferem frequentemente, até mesmo quando o vento é paralelo ao caminho do feixe do CLA. Esta figura mostra as medidas dos fluxos separadas de acordo com a direção do vento. A variabilidade é alta, mas é claro que estimativas dos fluxos pelo CVT são frequentemente menores do que pelo CLA, para todos os setores do vento.

Para analisar em mais detalhes em quais condições as estimativas dos fluxos dos dois sistemas diferem, foi estudada a relação entre C_T^2 e T_* . Relembrando que as estimativas de fluxos pelo CLA foi baseada nesta relação a partir de medidas de C_T^2 , T_* , H foi derivado subsequentemente usando a função de estabilidade $f_T(\zeta)$. A Figura 3.7 mostra C_T^2 medido pelo CLA, dimensionada pelas variáveis de escalas adequadas ($C_T^2 z^{2/3} / T_*$), como uma função do parâmetro de estabilidade ζ da teoria de similaridade SMO. T_* e ζ foram obtidos do sistema CVT. Algumas funções $f_T(\zeta)$ propostas na literatura também são plotadas (Andreas, 1988; Thiermann e Grassl, 1992; De Bruin et al., 1993). Nesse estudo, as estimativas de fluxos pelo CLA usaram $f_T(\zeta)$ de De Bruin et al. (1993).

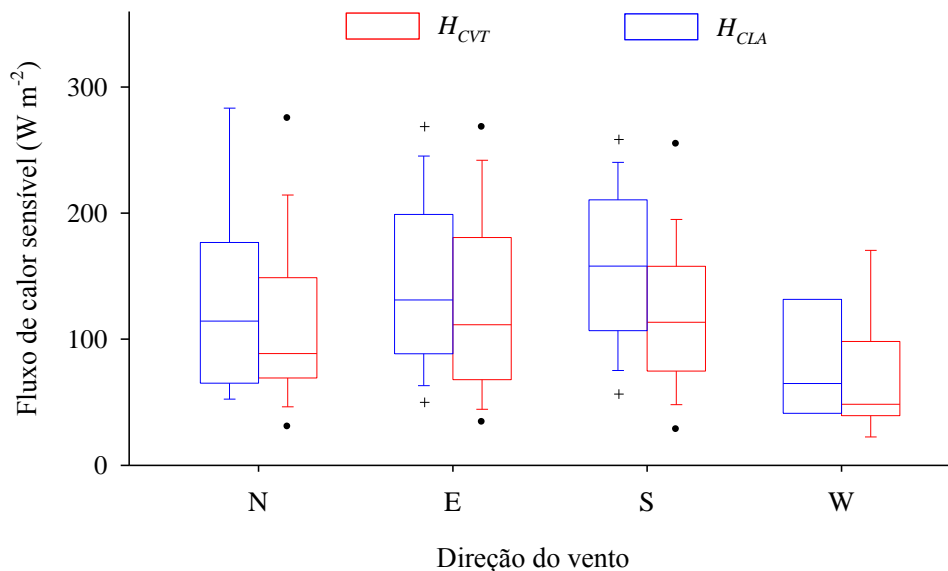


Figura 3.6. Fluxo de calor sensível pela técnica de covariância (CVT) e pelo CLA, de acordo com o setor do vento.

Os desvios das medidas em relação à linha de referência na Figura 3.7 são propagados para as diferenças no fluxo estimado pelo CLA e CVT. Pontos onde T^* medido pelo CVT é inferior ao previsto pela linha de referência (então mais baixas do que as estimativas pelo CLA) aparecem acima da linha da referência na figura. Para identificar uma causa potencial para as diferenças entre os dois sistemas, foram destacados na Figura 3.7 os pontos onde o coeficiente de correlação entre a velocidade vertical e a temperatura do ar (r_{wT}) foi $0,1 < r_{wT} < 0,3$. Estes são valores mais baixos comparados com o valor esperado pela camada superficial sobre terrenos uniformes (cerca de 0,5). Medidas com $r_{wT} < 0,1$ foram excluídas das análises.

Muitas das diferenças observadas foram relacionadas com baixo r_{wT} . Em estudos anteriores (von Randow et al., 2006) foi sugerido que condições de baixa r_{wT} neste sítio são geralmente relacionadas com a modulação da turbulência na camada superficial pelos movimentos de baixa frequência. Os resultados na Figura 3.7 indicaram então que diferenças entre as estimativas de CVT e CLA podem ser, pelo menos parcialmente, relacionadas com a presença de vórtices se movendo lentamente (baixa frequência) atuando na camada superficial. Na próxima seção, serão discutidas com mais detalhes as características das estimativas do fluxo de calor pelos dois sistemas, e a influência de movimentos de baixa frequência r_{wT} .

3.4.3 Baixa frequência e r_{wT}

Como uma ferramenta para avaliar a variabilidade de escala e especialmente movimentos de baixa frequência nos coeficientes de correlação, von Randow et al. (2006) usaram decomposição por multiresolução (wavelet) para projetar os sinais turbulentos em classes de escala de frequência (e espacial) e avaliar a contribuição de movimentos de diferentes escalas para as variâncias e covariâncias totais. Os resultados indicaram que, em escalas superiores a poucas centenas de metros, as variações na velocidade vertical tenderam a não ser correlacionadas com as variações na velocidade horizontal do vento e na temperatura. Neste caso, processos de baixa frequência atuando na camada superficial tenderam a diminuir os coeficientes de correlação r_{wT} e r_{uw} .

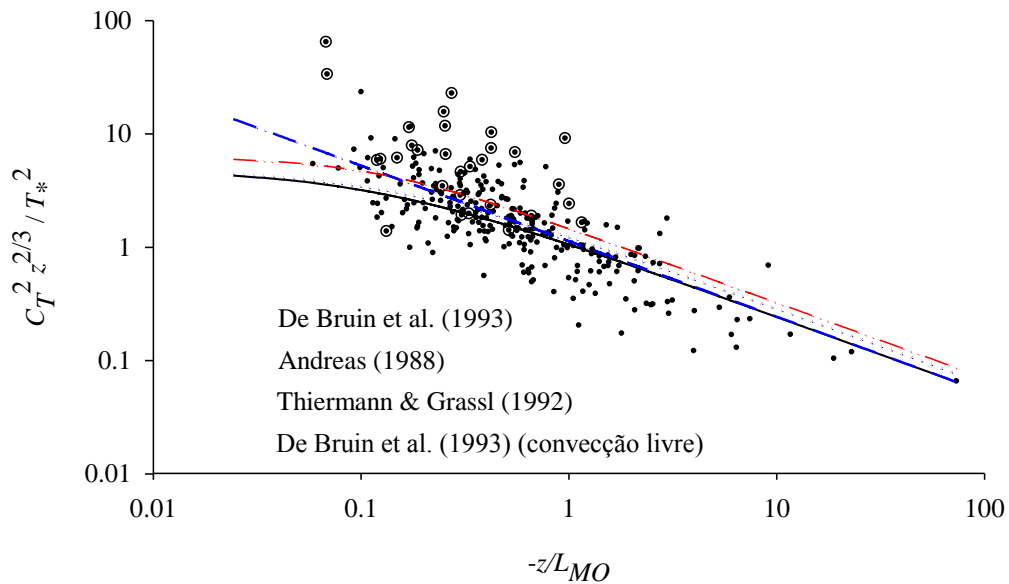


Figura 3.7. Medidas do parâmetro estrutura da temperatura pela covariância dos vórtices, dimensionado pela altura de medida e escala de temperatura da turbulência, como uma função de $-\zeta$. As linhas mostram as funções de estabilidade $f_T(\zeta)$ dos diferentes estudos. Pontos realçados são medidas onde $0,1 < r_{wt} < 0,3$.

Como um exemplo de caso de movimentos de baixa frequência atuando na camada superficial na Amazônia, é apresentado nas Figuras 3.8 e 3.9 o fluxo de calor sensível e sua variabilidade de escala medida em um dia típico (26 de maio de 2005). A Figura 3.8 mostra a evolução dos fluxos de calor sensível medidos pelo CLA e CVT da manhã até o início da tarde. De 8:00 às 11:00 h os fluxos obtidos pelos dois sistemas apresentaram comportamento similar, aumentando em torno de 50 a 160 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Após 11:00 h, porém, as medidas do fluxo pelo CLA foram consistentemente maiores que os fluxos pelo CVT.

Com a mesma metodologia de von Randow et al. (2006), os sinais do CVT foram decompostos em classes de escalas temporais usando a decomposição por multiresolução e avaliadas as contribuições dos movimentos de diferentes escalas para os fluxos de calor e para r_{wT} . A Figura 3.9 mostra que a contribuição de escala para H muda de comportamento após as 11:30 h: no períodos de 8:00-11:30 h, a principal contribuição para H são em escalas menores que 1 km (escala temporal de ~ 1 a 5 min), enquanto no período 11:30-15:00 h há uma significativa contribuição de movimentos em escalas maiores que 1 km (escala temporal superior a ~ 1 h).

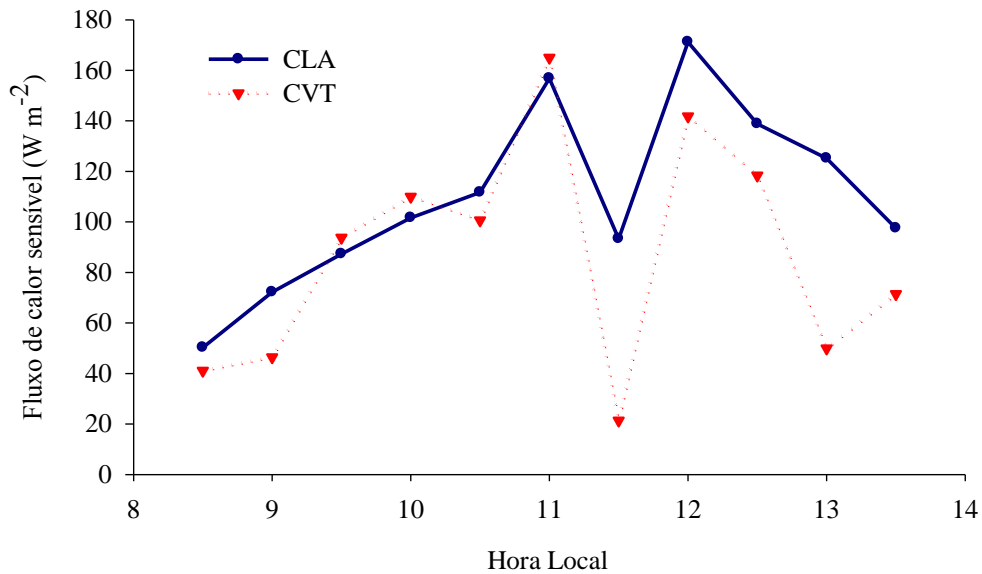


Figura 3.8. Fluxo de calor sensível medido pelo CLA e pelo CVT durante o dia 28 de maio de 2005, no sítio K34.

A Figura 3.9 mostra como r_{wT} varia quando aumentado o intervalo de tempo para incluir baixas frequências. Foram verificadas duas características: (i) a dependência geral de escala de r_{wT} aumentou r_{wT} com o aumento da escala de tempo até uma ordem de 1 min, seguido por um leve decréscimo de 1 a ~ 15 min e por um decréscimo mais intenso quando escalas de tempo mais longas foram incluídas; (ii) comparando os dois períodos, r_{wT} foi muito maior no período após 11:30 h, quase atingindo 0,1 quando movimentos em escalas temporais de 30 min a 1 h foram incluídas. Estes resultados deram suporte à nossa conclusão de que movimentos de baixa frequência, usualmente grandes vórtices ou circulações de mesoescala da ordem da altura da camada limite atuando na camada superficial, tendem a diminuir r_{wT} (von Randow et al., 2006).

Uma importante característica dos movimentos convectivos apresentados por Kanda et al. (2004) foi que o transporte na camada limite instável parece ser organizado em “Estruturas Turbulentas Organizadas” (ETO) consistindo de grandes áreas de subsidência lenta e pequenas áreas de vento ascendente. Como resultado, um simples ponto de medida pelo CVT médio em um período curto de tempo foi provavelmente influenciado pelas regiões de vento descendente e subestimando conseqüentemente os fluxos locais. Isto dá uma possível

explicação para as diferenças visualizadas nas nossas estimativas pelo CLA e CVT no dia 148 é provável que o CLA amostrou melhor a variabilidade espacial causada pelas ETO.

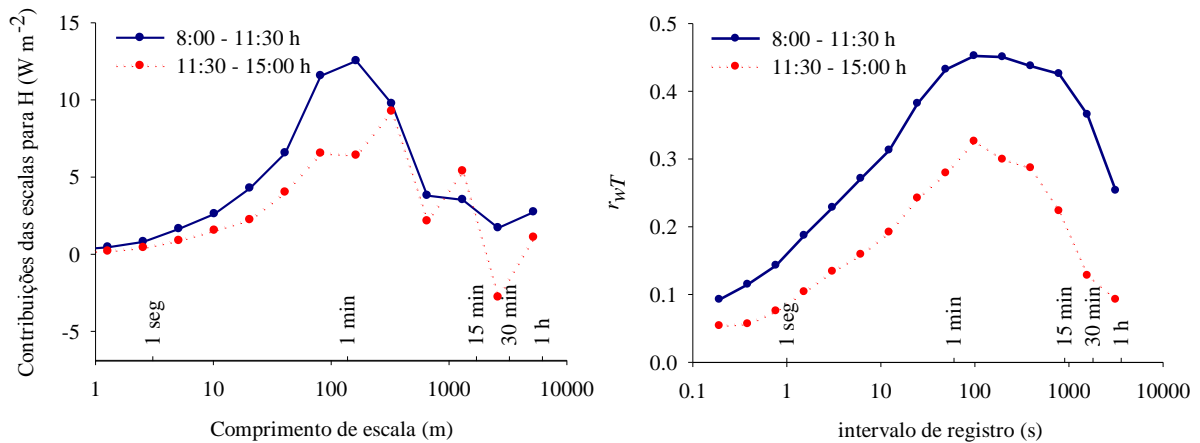


Figura 3.9. Variabilidade da escala dos fluxos de calor sensível e coeficientes de correlação observados no dia 148 de 2005: (Esquerda) contribuições para o fluxo de calor de acordo com a escala de comprimento dos movimentos; (direita) r_{wT} medido usando diferentes intervalos de tempo. Comprimento e escalas de tempo são mostrados no eixo x da primeira figura (escalas de comprimento foram calculadas pela escala temporal usando hipótese de Taylor).

Para uma análise adicional dos aspectos de escalas de tempo dos processos, foram analisadas como a razão entre os fluxos pelo CLA e CVT variaram dependendo de r_{wT} , usando três diferentes períodos de médias para definir as partes médias e de flutuações nos cálculos do CVT: 10 minutos, 30 minutos e 1 hora. Os valores derivados pelo CLA, porém, foram apenas calculados usando médias de 10 min de C_T^2 , as quais foram depois combinadas com registros de 30 min e 1 hora nas comparações (isto é, registros de 30 min e 1 hora de C_T^2 são as médias de três e seis registros de 10 min, respectivamente). A Figura 3.10 mostra a razão H_{CLA} / H_{CVT} de acordo com as classes de r_{wT} , para três diferentes períodos de média. Em geral, H_{CLA} / H_{CVT} variou em torno de uma unidade para altos valores de r_{wT} , mas apresentou valores muito mais elevados quando r_{wT} foi pequeno. Além disso, foi notado que para todas as menores classes de r_{wT} , as maiores diferenças entre os fluxos do CLA e CVT foram obtidas para médias de 10 min, menores diferenças foram observadas para médias de 30 min, e médias de 1 hora deram os menores valores.

Devido às estimativas dos fluxos pelo CLA envolver um número de cálculos e o uso da SMO, também é interessante comparar a medida da variável básica do CLA, C_T^2 , com os valores obtidos do espectro de T medido pelo CVT. Foi verificado que houve uma diferença na amplitude entre CVT e CLA, assim alguns cuidados devem ser tomados: a variância da temperatura usualmente decresce com a altura, e assim modifica C_T^2 (Hartogenesis, 2006). Por isso, foi plotado na Figura 3.11 a razão de C_T^2 pelo CLA e CVT, dimensionado com a altura, de acordo com a classe de r_{wT} . Dados com registros em 1 hora não são mostrados aqui, devido a serem muitos similares aos registros de 30 min. Embora a tendência observada nesta figura seja muito menor do que no caso anterior, foi notável que as distribuições tenderam a valores maiores quando r_{wT} diminuiu abaixo de 0,3. Os valores médios também mostraram claramente um pequeno aumento de cerca de 1 até 2, com o decréscimo de r_{wT} . Em geral, os resultados suportam a hipótese de que o CLA ‘captura’ mais estruturas que o CVT, quando r_{wT} é pequeno.

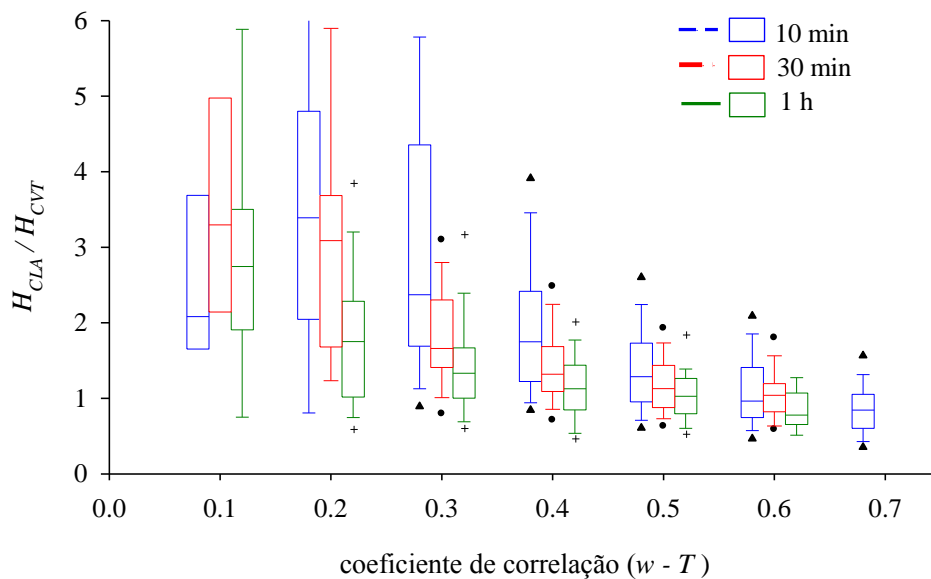


Figura 3.10. Frações H_{CLA} / H_{CVT} , para períodos de médias de 10 min, 30 min e 1 hora, de acordo com classes do coeficiente de correlação w-T (r_{wT}).

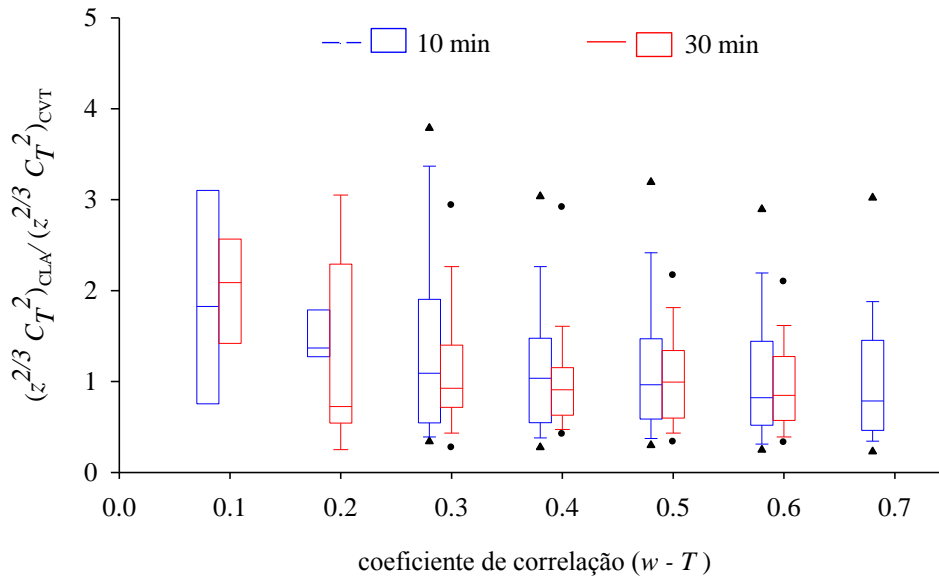


Figura 3.11. Razão de C_T^2 medido pelo CLA e CVT, dimensionado para levar em conta a dependência da altura, para classes do coeficiente de correlação $w-T$. As linhas horizontais conectam as médias de cada classe.

Foi proposto que movimentos de baixa frequência podem contribuir significativamente para os fluxos de superfície (Sakai et al., 2001; Finningan et al., 2003) e influência pela variabilidade espacial de estruturas turbulentas bem organizadas (Kanda et al., 2004). Porém, a contabilização adequada dos efeitos dessas estruturas na interação superfície-atmosfera local não é trivial, devido ao aumento do intervalo de tempo para a média nos cálculos do CVT também aumentar as incertezas devido aos erros aleatórios e não estacionariedade. Desta forma, o princípio de medida do CLA provém uma vantagem sobre o CVT porque o CLA mede uma variável que representa a média espacial ao longo do caminho, este amostra um número de vórtices maior do que o CVT num curto intervalo de tempo.

Uma precaução deve ser levada em conta a estimativa de fluxos de calor sensível pelo CLA necessita fazer uso de $f_T(\zeta)$ como proposto pela SMO. A presença de movimentos de baixa frequência, porém, pode induzir desvios na camada superficial, como uma diminuição em r_{wT} como mostrado previamente, sendo comum ver grande espalhamento baseado nas relações de SMO (Figura 3.7). Uma possível explicação para os desvios na Figura 3.7 é que estimativas de T_* pelo CVT não descrevem corretamente a variabilidade espacial dos fluxos. Porém outras explicações também são possíveis. Em condições onde estruturas maiores

modulam os vórtices de pequena escala na camada superficial, outros parâmetros relacionados com estas grandes estruturas (isto é, altura da camada limite convectiva, velocidade convectiva, etc.) podem também desempenhar um papel dentro da estrutura dos vórtices turbulentos. Neste caso, uma teoria de similaridade mais complexa que inclua não apenas ζ , mas outros parâmetros apropriados devem ser mais adequados para descrever C_T^2 , e então, relacionar C_T^2 e H .

3.4.4 Fechamento do balanço de energia

A partir dos resultados apresentados, é esperado que os cálculos com CVT sejam menos propensos a modulações de baixa frequência quando r_{wT} é maior. Foi avaliado o fechamento do balanço de energia para diferentes faixas de r_{wT} , na Tabela 3.1. Esta mostra, para diferentes faixas de r_{wT} , a inclinação (a) da curva de ajuste $Rn-S = a(H+LE)$, onde R_n é o saldo de radiação, S é a soma do fluxo de calor no solo e armazenamento de calor no ar e biomassa da copa, calculada usando a parametrização proposta por Moore e Fisch (1986), e LE é o fluxo de calor latente. O coeficiente de determinação e o número de pontos usados na regressão também são apresentados. Como esperado da discussão acima, o fechamento do balanço de energia deve melhorar quando dados maiores de r_{wT} são usados.

Tabela 3.1. Fechamento do balanço de energia para diferentes faixas de r_{wT} . Os dados inclusos nessa análise são medidas de meia hora, durante condições diurnas instáveis.

Faixa de r_{wT}	Inclinação do balanço de energia	r^2	Número de pontos
$r_{wT} > 0,5$	0,90	0,83	425
$0,3 < r_{wT} < 0,5$	0,86	0,83	696
$0,1 < r_{wT} < 0,3$	0,77	0,87	803

Infelizmente, um teste direto do fechamento do balanço de energia usando as medidas realizadas com CLA não é possível, devido a este método fornecer apenas fluxo de calor sensível, e, além disso, uma medida apropriada da média espacial do saldo de radiação seria

necessária. Não obstante é razoável esperar que o fechamento do balanço de energia deve ser melhor com os fluxos maiores medidos pelo CLA.

Os resultados obtidos sugerem que r_{wT} pode ser um indicador da importância de movimentos de baixa frequência na camada superficial modulando significativamente a turbulência nesta camada. Uma simples torre para medidas com CVT pode então falhar na captura da variabilidade espacial da turbulência. Neste caso, uma medida mais adequada para fluxos espaciais é necessária usando, por exemplo, um cintilômetro de grande abertura, ou outros métodos como, por exemplo, medidas de fluxos em aeronaves e balanço de energia na camada planetária.

3.5. Conclusões

Comparações das medidas de fluxo de calor sensível pelo cintilômetro de larga abertura (CLA) e pelo sistema de covariância dos vórtices (CVT) sobre a copa da floresta tropical Amazônica, sob condições instáveis, mostraram que, em algumas condições, especialmente caracterizadas por baixa correlação entre os sinais de componente vertical do vento e temperatura do ar, fluxos medidos pelo CLA são maiores que o do CVT. Essas condições são usualmente relacionadas com a presença de movimentos lentos de grandes estruturas na camada superficial. A diferença tende a aumentar com o decréscimo da correlação entre a componente vertical do vento e temperatura do ar (r_{wT}).

Na sequência, analisando aspectos de escalas de tempo dos processos usando diferentes tempos para médias, foram obtidas maiores diferenças entre os fluxos obtidos pelo CLA e CVT para médias de 10 minutos. Menores diferenças foram observadas para médias de 30 minutos, e médias de 1 hora apresentaram os valores mais baixos. Os resultados são atribuídos ao efeito de média espacial das medidas de CLA um maior número de vórtices é amostrado pelo CLA do que pelo CVT em um intervalo de tempo similar.

De forma geral, estes resultados sugerem que r_{wT} pode ser usado como um indicador da importância dos movimentos de baixa frequência na camada superficial. Avaliando o balanço de energia para diferentes faixas de r_{wT} , foi verificado que o fechamento melhora quando dados com r_{wT} cada vez maiores são usados.

CAPÍTULO 4

Variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia em floresta primária na Amazônia Central

RESUMO

Este estudo apresenta medidas contínuas de variáveis meteorológicas e da interação biosfera-atmosfera obtidas sobre uma floresta tropical úmida na Amazônia Central, próximo à cidade de Manaus. Análises foram realizadas entre os anos de 1999 e 2009 e entre os trimestres mais secos (julho, agosto e setembro) e mais chuvosos (fevereiro, março e abril). A magnitude e sazonalidade dos fluxos turbulentos de energia foram controladas pela disponibilidade de energia à superfície, resultante da radiação solar e nebulosidade. Em média, 75% do saldo de radiação foram utilizados nos processos evapotranspirativos enquanto que apenas 25% foram utilizados para aquecimento do ar. Uma pequena variação nestes fluxos foi observada sazonalmente, porém a evapotranspiração apresentou-se ligeiramente maior nos meses mais secos, quando o aumento da condutância da superfície associado com pequena redução do conteúdo de água no solo não foram suficientes para reduzir a evapotranspiração devido ao elevado déficit de pressão de vapor. Em 2004, 2005, 2007 e 2008 quando o período seco refletiu na diminuição significativa do conteúdo de água armazenado no solo e condutância da superfície, o alto déficit de pressão de vapor não foi suficiente para manter elevada a evapotranspiração.

4.1. Introdução

A floresta amazônica representa a maior fonte continental de liberação de calor latente para a atmosfera, desempenhando um papel significativo na circulação geral da atmosfera (Garstang e Fitzjarrald, 1999). O vapor de água liberado por essa área de floresta além de

Artigo a ser submetido para publicação na revista *Agricultural and Forest Meteorology*.

Oliveira, M.B.L.; von Randow, C.; Manzi, A.O. 2010. Variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia em floresta primária na Amazônia Central.

contribuir para a geração de precipitação regional (Dirmeyer e Brubaker, 2007), também é transportado para outras regiões fora da Amazônia (Marengo, 2000) o que é evidente pelo regime de precipitação nas latitudes extratropicais (Seluchi e Marengo, 2000). Dessa forma, entender como a floresta amazônica reage aos fatores climáticos é necessário para obter projeções das possíveis respostas às variações no clima global resultantes do desmatamento promovido pelo homem. Assim, o entendimento da variabilidade das trocas de energia e massa entre a superfície e a atmosfera necessita de medidas realizadas em períodos com diferentes condições climáticas que podem ser sazonal ou interanual. Em estudos no leste da Amazônia, Rocha et al. (2004) não observaram evidências da influência do estresse hídrico durante a estação seca nas trocas de energia com a floresta, mantendo taxas elevadas de evapotranspiração por conta da grande profundidade das raízes nessa região (Nepstad et al., 1994). Por outro lado, na região central da Amazônia, Malhi et al. (1998) verificaram importante influência do conteúdo de água no solo na sazonalidade da fotossíntese, com o aumento da resistência hidráulica das raízes no solo na estação seca resultando numa sazonalidade das trocas de CO₂ e de energia entre a floresta e a atmosfera (Williams et al., 1998). Além disso, estudos também mostraram que a sazonalidade da evapotranspiração é controlada pela elevada disponibilidade de radiação (Rocha et al., 2009) com pouca influência das condições hídricas (Keller et al., 2004).

Medidas contínuas em um longo período permitem avaliar os controles climáticos e biológicos locais nessas interações (Wilson e Baldocchi, 2000; Baldocchi et al., 2001) e com o estabelecimento do comportamento dessas variáveis durante vários anos é possível caracterizar a interação entre a superfície e a atmosfera, detalhando melhor as características dos modelos da camada limite utilizadas em modelos climáticos, hidrológicos e de previsão de tempo. Em florestas decíduas temperadas, além dos controles climáticos, as características fenológicas da vegetação são determinantes para a sazonalidade da partição dos fluxos de energia, porém em florestas tropicais úmidas as características fenológicas variam menos.

A alta resolução das medidas também é um fator importante para um entendimento das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. Neste sentido, a técnica de covariância dos vórtices turbulentos (Baldocchi et al., 1988) tem sido a mais importante delas nas medições de fluxos de energia e de gás carbônico em mais de 10 torres que integram o Projeto LBA em áreas de floresta. É o método mais empregado pela comunidade científica por prover medições diretas destes fluxos, em uma alta resolução temporal e representativas da escala local, de uns poucos quilômetros de raio, onde em área de floresta, os fluxos em condições

instáveis são tipicamente representativos de uma área circular de 2 a 3 km² de raio em volta da torre (Araújo et al., 2002).

Análises do fechamento do balanço de energia tem sido a forma de verificar a consistência destes fluxos medidos pela técnica de covariância dos vórtices turbulentos. Em geral o fechamento não é obtido, principalmente em regiões com vegetação alta, como verificado por Aubinet et al. (2000) ao estudar em florestas na Europa e pesquisas realizadas nas porções leste, sudoeste e central da floresta amazônica (Araújo et al., 2002; Rocha et al., 2004; von Randow et al., 2004). Erros nas medidas, diferentes área fonte do ar que passa pelos sensores utilizados para cada uma das medidas e o cálculo incorreto dos termos de armazenamento de energia foram apontados como as principais causas (Culf et al., 2004). Uma avaliação de 20 anos de estudos sobre o problema do não fechamento do balanço de energia apresentada por Foken (2008) revelou que a consideração destes aspectos melhora o fechamento, mas não resolvem o problema porque fluxos de calor sensível e latente calculados pelo método da covariância dos vórtices turbulentos são, em geral, subestimados. Grandes vórtices gerados pela heterogeneidade da superfície não seriam adequadamente amostrados quando utilizadas medidas pontuais com a técnica de covariância dos vórtices turbulentos (Sakai et al., 2001; Finningan et al., 2003). Em um estudo utilizando a técnica de cintilometria, von Randow et al. (2008) confirmaram que a representação da variabilidade espacial da turbulência atmosférica através de medidas temporais necessita de escalas de tempo relativamente longas na floresta amazônica, possivelmente causando subestimativa nos fluxos de calor sensível e de calor latente. Neste sentido, correções são sugeridas para estes fluxos (Twine et al., 2000), como é o caso da correção com base na razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente (razão de Bowen) aplicada neste estudo.

O principal objetivo deste estudo é descrever a variabilidade intra e interanual dos fluxos de energia e as possíveis respostas da floresta às condições ambientais, sobre uma área de floresta primária na Amazônia Central, 60 km distante de Manaus. Para tanto, serão apresentados dados mensais e anuais das variáveis climáticas e fluxos de energia compreendidos no período de junho de 1999 a setembro de 2009. A modificação da interação entre a superfície e a atmosfera para períodos de seca intensa também será discutida.

4.2. Materiais e métodos

4.2.1. Sítio experimental e características gerais da floresta

O sítio experimental localiza-se na Reserva Biológica do Cuieiras (Rebio Cuieiras) coordenadas (2°36'32,67" S, 60°12'33,48" W, 130 m), sob os cuidados do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. Situa-se a 60 km ao norte da cidade de Manaus, no estado do Amazonas, cujo acesso se dá pelo km 50 da BR-174 (Rodovia Manaus - Boa Vista) através da vicinal ZF2, chegando ao km 34, onde desde 1999 medidas de diversas variáveis climáticas e fluxos de energia, vapor de água e gás carbônico vêm sendo realizadas como parte do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia (LBA).

A Rebio Cuieiras, inserida em uma ampla região de floresta, possui 22.735 ha de área de floresta tropical úmida densa de terra-firme, contígua a áreas muito mais extensas de floresta, típica da parte central da região amazônica (Higuchi et al., 1997), com uma altura de dossel entre 30 e 35 m nos platôs. Essa área de floresta apresenta topografia estratificada sendo observadas áreas de platô e de vale, com uma diferença de nível entre as calhas dos igarapés e a superfície dos platôs que chega a 70 ou 80 m, sendo um pouco menor (40 a 50 m) na área do sítio experimental (Santos, 1996). Considerando-se áreas concêntricas a partir do local de medidas, tem-se que em raios de 1, 5 e 10 km os platôs representam 40, 54 e 58%, respectivamente, da topografia (Araújo et al., 2002).

A distribuição mensal de chuvas forma duas épocas distintas no ano: a estação menos chuvosa, que ocorre entre junho e outubro, sendo agosto o mês com o menor índice pluviométrico; e a estação mais chuvosa, que ocorre entre novembro e maio, sendo que o mês de março é o que apresenta o maior índice pluviométrico (Figuroa e Nobre, 1990). Esta sazonalidade reflete o movimento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), porém este padrão muitas vezes é alterado devido à atuação de sistemas que provocam aumento ou diminuição da precipitação na região central da Amazônia, resultando em totais mensais que diferem da climatologia.

Como consequência da distribuição da precipitação nesta região central da Amazônia, nos meses de setembro e outubro chega mais radiação solar à superfície sendo os valores mínimos de radiação solar observados nos meses de verão para o hemisfério (Salati e Marques, 1984). Embora observada esta sazonalidade na radiação que atinge a superfície, as taxas são elevadas durante todo o ano, resultando em uma pequena variação da temperatura ao longo dos anos. O clima da área de estudo é caracterizado como quente e úmido também

denominado de tropical chuvoso, com temperatura média anual variando em torno de 26,7 °C, apresentando valores médios de 23,3 °C e 31,4 °C para as mínimas e máximas, respectivamente (Miranda, 2002), sendo a umidade relativa média anual da ordem de 84%.

4.2.2. Instrumentação e medidas

Todas as medidas apresentadas neste trabalho foram efetuadas em uma torre de alumínio com 54 metros de altura (2°36'32,67" S, 60°12'33,48" W, 130 m), e nas suas proximidades. Radiação solar incidente e refletida bem como radiação de onda longa emitida pela superfície e pela atmosfera foram medidas usando um par de piranômetros (CM21, Kipp e Zonen) e outro de pirgeômetros (CG1, Kipp e Zonen), respectivamente. Medidas independentes do saldo de radiação acima da superfície foram inicialmente realizadas usando um saldo radiômetro (modelo DRN30, DIDCOT) até maio de 2003, quando passou a ser também utilizado outro modelo (NR-LITE, Kipp e Zonen), devido à inclusão de mais um sistema de medidas de dados na torre. A precipitação foi medida utilizando um pluviômetro de balança (ARG-100, EM) e por um pluviômetro modelo TB4 (Hydrological service), respectivamente, nos dois sistemas. No caso da temperatura e umidade relativa do ar, estas variáveis inicialmente foram medidas utilizando um termômetro (PT 100, DIDCOT) e um higrômetro (HMP35A, Vaisala), os quais foram substituídos, em 2003, por um termohigrômetro (HMP45C, Vaisala) o qual mede as duas variáveis.

Um anemômetro sônico tridimensional (modelos R2 e R3, Gill Instruments) e um analisador de gás por infravermelho (modelos LI-6262, LI-7000 e LI-7500, LICOR), instalados no topo da torre, foram utilizados para medir as componentes tridimensionais do vento e temperatura virtual do ar, e concentração de vapor de água e de CO₂.

Medidas do armazenamento de água no solo, entre 0,0 e 4,8 m de profundidade, e de precipitação em 5 pontos distintos na Rebio Cuieiras, vêm sendo realizadas desde 2001, nas proximidades da torre, utilizando para tanto sonda de nêutrons e pluviômetros, respectivamente, conforme descrito por Tomasella et al. (2007). Estas medidas fazem parte de um estudo de hidrologia na microbacia do Igarapé Asu, na REBIO Cuieiras, no âmbito dos Projetos PPG7/ECOCARBON e LBA/CARBOAMAZONAS.

4.2.3. Disponibilidade e processamento dos dados

Os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) foram calculados utilizando o método da covariância dos vórtices turbulentos, segundo o qual os fluxos são proporcionais à covariância entre as flutuações da componente vertical da velocidade do vento e flutuações na temperatura virtual do ar (H) ou concentração de vapor de água (LE) conforme descrito por Baldocchi et al., 1988. Estes dados foram processados para intervalos de 30 minutos, utilizando um software escrito na linguagem FORTRAN (<http://www.climatexchange.nl/projects/alteddy/>), adaptado para o sítio experimental, o qual considera correções de flutuações na densidade do ar causada pela transferência simultânea de calor sensível e latente (Webb et al., 1980), dos efeitos de não estacionariedade (McMillen, 1988) e das flutuações através do tubo do IRGA, seguindo a metodologia descrita por Moncrieff et al. (1997) e Aubinet et al. (2000), da resposta de frequências (Moore, 1986; Leuning e King, 1992), e devido às variações da temperatura do sônico afetadas pelas flutuações de umidade na direção normal ao escoamento (Schotanus et al., 1983).

Foram observadas diversas falhas ao longo do período analisado, seja pelo funcionamento dos sensores ou até mesmo interrupção no sistema de alimentação. No caso da precipitação, no período de 15 de junho de 1999 até 12 de novembro de 2001, os totais diários foram preenchidos utilizando dados coletados em uma estação localizada no CEPLAC (Comissão Executiva do Plano de Lavoura Cacaueira, 02°33'44,9" S; 60°01'57,6" W), distante 20,6 km da torre onde foram efetuadas as diferentes medidas. Após este período, os horários com falhas foram preenchidos a partir da chuva média estimada pelo método do inverso do quadrado da distância, como uma média da precipitação, a cada 30 minutos, interpolada numa grade de 90 x 90 metros, utilizando dados de precipitação de 5 pluviômetros instalados nas proximidades da torre, como parte de estudo para monitoramento da microbacia, conforme descrito por Tomasella et al. (2007).

As demais variáveis, obtidas a cada 30 minutos, foram preenchidas utilizando uma ferramenta do fluxnet (<http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/>), uma rede mundial que integra as medidas de fluxos de energia de vapor de água e de gás carbônico realizadas em torres micrometeorológicas usando a técnica de covariância dos vórtices turbulentos. Os métodos aplicados são similares aos descritos por Falge et al. (2001) os quais se baseiam na manutenção da variação média diurna das variáveis e métodos semi-empíricos que preservam a resposta dos fluxos às condições onde as falhas são preenchidas, com base no ciclo médio

diurno das variáveis em dias anteriores ou com base em condições atmosféricas similares. Além disso, considera a covariância entre os fluxos e as variáveis meteorológicas e a estrutura temporal dos fluxos (Reichstein et al., 2005), sendo aplicados de acordo com a disponibilidade dos dados. Quando das falhas nos fluxos, mas se as variáveis meteorológicas estão disponíveis, os dados são preenchidos usando o valor médio observado em condições meteorológicas semelhantes durante os últimos dias. Por outro lado, se além dos fluxos, a temperatura do ar e déficit de pressão de vapor também apresentarem falhas, mas se os dados de radiação estiverem disponíveis, são consideradas condições similares por um desvio da radiação menor que 50 W m^{-2} . Por fim, se as falhas ocorrem em todas as variáveis, os dados são preenchidos pelo valor médio naquele instante obtido pelo ciclo diurno médio.

Sabendo-se das subestimativas dos fluxos de calor sensível e latente determinados pela técnica de covariância dos vórtices turbulentos, as correções são necessárias. Assim como discutidos por Twine et al. (2000) e aplicadas por von Randow et al. (2004) duas maneiras de corrigir estas medidas de fluxos de calor sensível e latente são usualmente propostas: descartando a medida de LE e obtendo-a pelo resíduo do balanço de energia; e ajustando ambos os fluxos mantendo a razão de Bowen resultante das medidas de H e LE pela técnica de covariância dos vórtices turbulentos. Neste trabalho será utilizada a segunda opção por ser o mais apropriado em condições de falhas da técnica na captura de transporte em baixa frequência, problema apontado como a principal razão para subestimativas dos fluxos (von Randow et al. (2008).

4.2.4. Condutância da superfície

A evapotranspiração é um processo governado pelo saldo de radiação à superfície, pelo gradiente de pressão do vapor de água entre a superfície e atmosfera, bem como pelas resistências do vapor de água (controle fisiológico exercido pelas plantas, que também depende da temperatura, da disponibilidade de água no solo e da radiação fotossinteticamente ativa). No sistema superfície-atmosfera, usando conceitos similares à Lei de Ohm da eletricidade, estima-se que o fluxo de calor latente é inversamente proporcional a uma resistência ao transporte de vapor de água no ar (comumente referida como resistência aerodinâmica) e a uma resistência ao transporte de vapor de água pelos estômatos (comumente referida por resistência estomatal ou resistência da superfície na presença de vegetação). Neste estudo, para entender a variabilidade sazonal da evapotranspiração, foram

determinadas essas resistências aerodinâmica e da superfície (aplicada ao ecossistema como um todo) e a condutância da superfície correspondente, avaliando-se sua variabilidade.

Para o cálculo da resistência aerodinâmica, assumiu-se a atmosfera não neutra, incluindo parâmetros de correção de estabilidade (Campbell e Normam, 1998) da seguinte forma:

$$r_a = \frac{\left[\ln\left(\frac{Z_m - d}{Z_{om}}\right) - \psi_m \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{Z_h - d}{Z_{oh}}\right) - \psi_h \right]}{k^2 \cdot U_z} \quad (4.1)$$

sendo r_a a resistência aerodinâmica ($s\ m^{-1}$), Z_m a altura da medida de velocidade do vento (m), d o deslocamento do plano zero (m), Z_{om} o comprimento de rugosidade que governa a transferência de momentum (m), ψ_m o fator de correção de estabilidade para o fluxo de momentum, Z_h a altura da medida de umidade (m), Z_{oh} o comprimento de rugosidade que governa a transferência de vapor e calor (m), ψ_h o fator de correção de estabilidade para o fluxo de calor, k a constante de von Karman ($= 0,41$), e U_z a velocidade do vento no nível Z_m . Os parâmetros d , Z_{om} e Z_{oh} foram estimados em função da altura média da vegetação, enquanto as funções de estabilidade ψ_m e ψ_h , foram determinadas de acordo com as equações abaixo (Arya, 2001):

$$\psi_m = \psi_h = -5 \frac{Z}{L} \quad , \quad \text{para } \frac{Z}{L} \geq 0 \quad (4.2)$$

$$\psi_m = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \quad , \quad \text{para } \frac{Z}{L} < 0 \quad (4.3)$$

$$\psi_h = 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) \quad , \quad \text{para } \frac{Z}{L} < 0 \quad (4.4)$$

na qual $x = (1 - 15 Z/L)^{1/4}$, L é o comprimento de rugosidade de Monin-Obukov e Z é a altura de medida.

No caso da resistência da superfície, esta foi determinada através da equação de Penman-Monteith, resolvida para r_s :

$$r_s = \frac{\rho_a c_p VPD}{\gamma LE} - r_a \frac{1 - \delta H}{\gamma LE} \quad (4.5)$$

sendo r_s a resistência da superfície ($s\ m^{-1}$), ρ_a a massa específica do ar ($kg\ m^{-3}$), c_p o calor específico do ar úmido à pressão constante ($J\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$), VPD o déficit de pressão de vapor (kPa), LE é o fluxo de calor latente de evaporação ($W\ m^{-2}$), γ a constante psicrométrica (kPa $^\circ C^{-1}$), r_a é resistência aerodinâmica ($s\ m^{-1}$), δ a declividade da curva de pressão de saturação (kPa $^\circ C^{-1}$), H o fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$).

A condutância (g_s), em unidade molar ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$), foi obtida aplicando-se a equação:

$$g_s = \frac{P}{RT r_s} \quad (4.6)$$

em que P é a pressão atmosférica (Pa), R é a constante para o gás ideal ($8,314\ J\ mol^{-1}\ K^{-1}$), T é a temperatura (K) e r_s a resistência da superfície ($s\ m^{-1}$).

4.3. Resultados e discussões

Como o principal fator que condiciona a variabilidade intra e interanual dos fluxos de energia é a climatologia, primeiramente foi analisado o comportamento das variáveis climáticas para o período de estudo e na sequência foi avaliado como os fluxos de energia responderam a essas variações. Os valores anuais das variáveis meteorológicas correspondem ao período de 2000 a 2008, sendo os anos 1999 e 2009 desconsiderados por falta de dados em alguns meses, assim como no caso dos fluxos de calor sensível e latente em 2001 e 2003. A análise sazonal foi feita considerando os trimestres mais secos (julho a setembro) e mais chuvosos (fevereiro a abril), os quais serão referenciados como estação seca e estação chuvosa na sequência.

4.3.1. Variáveis meteorológicas

A Figura 4.1 apresenta séries temporais dos valores mensais de precipitação, temperatura do ar (T), umidade específica (q), déficit de pressão do vapor (VPD), radiação solar incidente (K_{in}) e refletida (K_{out}), radiação emitida pela superfície (L_{out}) e pelos constituintes atmosféricos (L_{in}), albedo e armazenamento de água no solo. A precipitação anual média para o período foi de 2558 mm (Tabela 4.1), com totais anuais apresentando-se entre 2004 mm (2003) e 2952 mm (2002). Em 2003, a precipitação nas estações seca e chuvosa foram inferiores à média no período para os anos estudados, assim como nos primeiros três meses do ano, mas principalmente em janeiro, quando choveu apenas 19 mm, o que pode estar associado à ocorrência do fenômeno El Niño, de intensidade moderada, que atuou no final de 2002 e início de 2003 (McPhaden, 2004). Embora tenha sido observado um evento de La Niña de intensidade forte em 2007 – 2008, o maior total anual de precipitação não foi verificado neste período, mas sim em 2002, quando a precipitação nas estações seca e chuvosa atingiu 470 e 802 mm, respectivamente. Estes valores foram superiores à média das estações entre os anos, que em conjunto com precipitação intensa em maio e outubro resultaram no ano mais chuvoso do período estudado. Assim, na região amazônica não se pode atribuir menores e maiores totais precipitados apenas aos fenômenos El Niño e La Niña (Fisch et al., 1998).

Tabela 4.1. Valores anuais para as variáveis meteorológicas medidas no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34).

Anual	00	01	02	03	04	05	06	07	08	Média
P (mm)	2837	2166	2952	2004	2559	2436	2591	2793	2682	2558
T (°C)	25,6	25,6	26,0	25,8	25,5	25,7	25,6	25,7	25,6	25,7
q (g kg ⁻¹)	17,6	18,0	18,4	18,2	17,1	17,1	16,9	18,0	17,3	17,6
VPD (hPa)	5,2	4,6	4,8	4,8	4,7	6,2	6,4	4,7	5,9	5,3
K_{in} (W m ⁻²)	191,0	189,1	202,2	202,9	192,1	184,8	187,7	190,0	181,4	191,2
K_{out} (W m ⁻²)	23,5	22,3	24,3	24,8	24,3	22,8	22,5	22,3	21,6	23,2
L_{in} (W m ⁻²)	424,0	425,8	431,7	431,9	430,3	423,3	414,8	421,1	420,7	424,8
L_{out} (W m ⁻²)	450,2	450,0	458,7	453,5	456,2	455,6	455,5	453,3	467,3	455,6
R_n (W m ⁻²)	141,3	142,7	150,9	156,6	142,0	129,6	124,4	135,6	113,3	137,4
α	0,12	0,11	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12

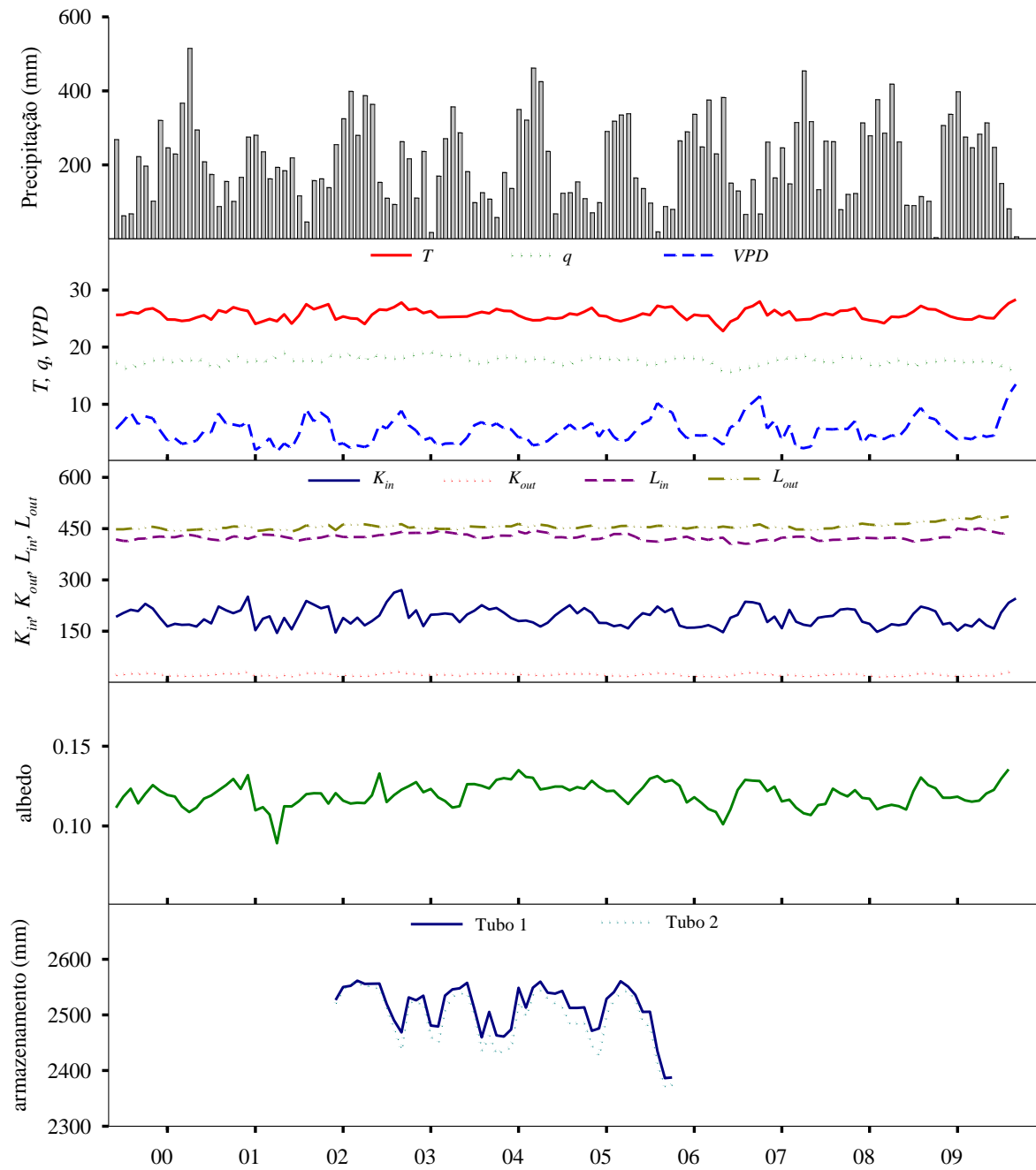


Figura 4.1. Séries temporais para valores mensais da precipitação (mm mês^{-1}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade específica (g kg^{-1}), déficit de pressão do vapor (hPa), radiação solar incidente e refletida (W m^{-2}), radiação emitida pela superfície e pelos constituintes atmosféricos (W m^{-2}), albedo e armazenamento de água no solo (mm mês^{-1}).

A variabilidade temporal mensal da precipitação total caracteriza a sazonalidade desta variável, com uma estação seca definida, a qual apresenta uma variabilidade interanual, com alteração na duração e intensidade de um ano para outro (Hodnett et al., 1995). Em 2005 foi registrado o menor índice de precipitação na estação seca (Tabela 4.2), com total de 207 mm, representando apenas 9% do total anual, enquanto em 2007 foi de 610 mm, 22% da precipitação anual. Na estação chuvosa de 2004 a precipitação atingiu um maior índice, 1212 mm, o equivalente a 47% do total anual, mas em 2001 foi inferior a 600 mm, 27% do total anual (Tabela 4.3).

Em geral, a temperatura média mensal apresentou pequena variação entre os anos, o que é típico dessa região (Culf et al., 1996), com valores na estação seca superando aos da estação chuvosa em 1 °C, resultando em temperatura média anual de 25,7 °C, sem apresentar variabilidade interanual importante. Por outro lado, em maio de 2006 foi registrado o menor valor de temperatura média mensal (22,8 °C), o que está associado a ocorrência de precipitação em 28 dos 31 dias do mês, resultando em menos radiação solar atingindo a superfície em relação ao mesmo mês nos outros anos. O maior valor de temperatura mensal foi verificado em outubro de 2006 (28,1 °C), concordando com a maior incidência de radiação solar verificada para este mês quando comparado com os demais anos.

Tabela 4.2. Valores trimestrais para as variáveis meteorológicas medidas no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34) durante a estação seca.

Estação seca	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	Média
<i>P</i> (mm)	357	421	323	470	335	407	207	360	610	310	380
<i>T</i> (°C)	25,9	25,8	26,6	27,1	26,0	25,6	26,6	26,3	26,0	26,7	26,3
<i>q</i> (g kg ⁻¹)	16,6	16,9	17,7	18,2	17,3	17,2	16,5	16,3	17,8	17,1	17,2
<i>VPD</i> (hPa)	7,4	6,7	6,9	7,3	6,4	5,7	8,9	8,7	5,6	8,3	7,2
<i>K_{in}</i> (W m ⁻²)	208,1	202,0	220,7	256,2	216,6	213,3	208,3	222,8	200,2	213,1	216,1
<i>K_{out}</i> (W m ⁻²)	25,2	25,0	26,4	30,4	26,8	26,1	26,6	27,8	24,1	26,6	26,5
<i>L_{in}</i> (W m ⁻²)	416,0	417,6	418,8	436,2	423,6	423,7	413,8	407,5	416,6	415,3	418,9
<i>L_{out}</i> (W m ⁻²)	449,4	449,6	454,2	460,3	454,7	452,4	456,7	456,4	452,7	470,7	455,7
<i>α</i>	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12

Assim como verificado para a temperatura, a umidade específica do ar foi semelhante entre os anos e entre as estações (similar ao obtido em 2002 por Malhi et al. em um sítio experimental a 11 km de distância), com um valor médio anual de $17,6 \text{ g kg}^{-1}$, e variação predominantemente entre 17 e 19 g kg^{-1} , assim como verificado por Rocha et al. (2004) para a floresta de Santarém, no Estado do Pará. O maior valor mensal foi observado em 2002 ($18,4 \text{ g kg}^{-1}$), ano com maior precipitação, e o menor em 2006 ($16,9 \text{ g kg}^{-1}$) quando o total precipitado nas estações seca e chuvosa foram inferiores à média para o período analisado. Por outro lado, o déficit de pressão de vapor anual médio foi $5,3 \text{ hPa}$, sendo verificada uma variação entre os períodos, com uma média de $7,2 \text{ hPa}$ na estação seca e $3,5 \text{ hPa}$ na estação chuvosa. Essa sazonalidade está associada ao *VPD* ser maior na estação seca, devido à menor cobertura de nuvens e aumento do saldo de radiação, da temperatura do ar e do fluxo de calor sensível.

Tabela 4.3. Valores trimestrais para as variáveis meteorológicas medidas no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34) durante a estação chuvosa.

Estação chuvosa	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	Média
<i>P</i> (mm)	1115	595	1070	802	1212	996	858	922	1085	809	946,4
<i>T</i> (°C)	24,7	24,7	24,7	25,3	24,8	24,7	25,0	25,3	24,7	25,0	24,9
<i>q</i> (g kg^{-1})	17,6	17,9	18,1	18,6	17,8	17,4	17,4	18,1	17,1	17,5	17,8
<i>VPD</i> (hPa)	3,4	2,9	2,5	3,0	3,3	3,8	4,3	3,7	4,3	4,2	3,5
<i>K_{in}</i> (W m^{-2})	169,7	174,9	176,2	200,1	173,4	163,6	163,0	186,5	158,4	172,6	173,8
<i>K_{out}</i> (W m^{-2})	19,9	19,2	19,3	22,8	22,3	19,6	18,4	21,2	18,1	20,2	20,1
<i>L_{in}</i> (W m^{-2})	428,9	431,7	425,4	440,2	440,4	434,5	420,2	425,8	422,6	448,2	431,8
<i>L_{out}</i> (W m^{-2})	445,5	446,3	463,0	449,1	458,6	456,6	454,3	450,2	461,1	481,2	456,6
α	0,11	0,10	0,11	0,11	0,13	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11

No caso das componentes radiativas de ondas curtas para o período analisado, foi observado que *K_{in}* e *K_{out}* foram em média $191,2 \text{ W m}^{-2}$ e $23,2 \text{ W m}^{-2}$, com pequena variação entre os anos. Sazonalmente, maiores valores de *K_{in}* foram observados na estação seca e menores nos meses de verão (Figura 4.2), que compreende a estação chuvosa da região, com valores médios de $216,1$ e $173,8 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Consequentemente, a radiação solar

refletida apresentou maior valor na estação seca e menor na estação chuvosa. O fator determinante para variação da insolação nas latitudes equatoriais é a nebulosidade e não a maior ou menor quantidade de radiação solar que chega ao topo da atmosfera. O albedo médio anual da ordem de 0,12 é similar aos valores de albedo relatados por Culf et al. (1995) e Malhi et al. (2002) para florestas da mesma região nos anos 90. O albedo apresentou pequena variação sazonal, com valores ligeiramente mais baixos observados na estação chuvosa (aproximadamente 0,11) e maiores na estação seca (aproximadamente 0,13) como apresentado na Figura 4.2.

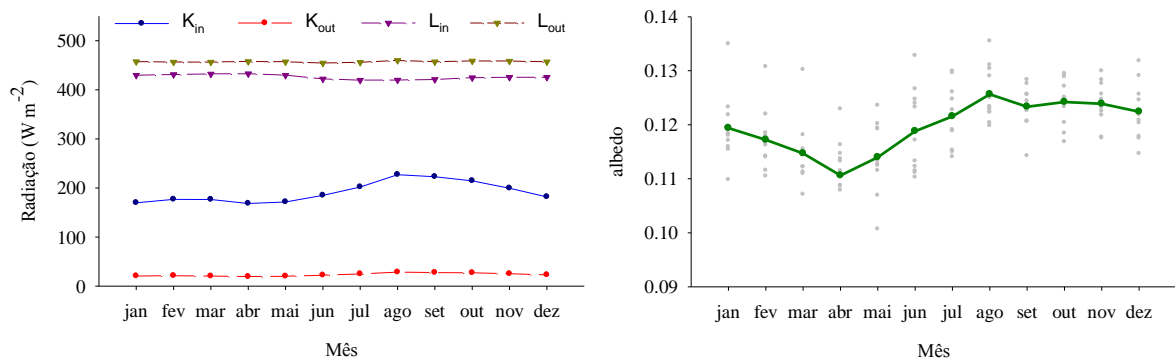


Figura 4.2. Esquerda: Ciclos anuais médios para a radiação solar incidente (K_{in}) e refletida (K_{out}), radiação emitida pela superfície (L_{out}) e pelos constituintes atmosféricos (L_{in}), todos em W m^{-2} ; Direita: albedo médio mensal para todos os anos (pontos) e ciclo anual médio (linha), adimensional.

A radiação emitida pela superfície, L_{out} , superou a radiação atmosférica, L_{in} , em todos os meses do ano, com valores médios anuais verificados para L_{in} e L_{out} de 424,8 e 455,6 W m^{-2} , respectivamente. Foi observada uma variação dessas variáveis entre os anos, com L_{in} variando entre 414,8 e 431,7 W m^{-2} enquanto que a variação de L_{out} foi de 450,0 a 467,3 W m^{-2} . Em termos sazonais, L_{out} apresentou valores semelhantes, com médias nas duas estações em torno de 456,0 W m^{-2} , resultado da pequena variação na temperatura do dossel, que pode ser observada pelos valores de temperatura do ar, visto que estas duas temperaturas estão associadas entre elas. No caso de L_{in} a sazonalidade é mais pronunciada, com valores médios mais elevados na estação chuvosa (431,8 W m^{-2}) e menores na estação seca (418,9 W m^{-2}), que é resultado da maior nebulosidade e umidade do ar verificado na estação chuvosa.

4.3.2. Conteúdo de água no solo

O conteúdo de água na camada de solo de 0,0 a 4,8 metros de profundidade (S_{solo}), medido com sonda de nêutrons em dois diferentes tubos localizados nas proximidades da torre, também são apresentados na Figura 4.1. Fazendo uma comparação entre os anos, foi verificado em 2002, valores mais elevados na maioria dos meses enquanto que em 2005 foi possível ver claramente um decréscimo acentuado a partir de julho. Estas situações estão associadas a elevados totais mensais de chuva observados em 2002, e à redução da precipitação na estação seca de 2005 em conjunto com o fato de que nos primeiros meses deste ano a precipitação também foi relativamente reduzida. Foi verificado, portanto um efeito de memória no conteúdo de água no solo (Tomasella et al., 2007), onde os máximos e mínimos de S_{solo} não coincidem com a precipitação, sendo verificado um atraso de fase entre as duas variáveis. Uma sazonalidade é evidente para esta variável, com maiores valores observados nos seis primeiros meses do ano e valores mais baixos verificados na estação seca, o que está associado com variabilidade sazonal da precipitação. Vale salientar que em 2003 o conteúdo de água no solo nos meses de janeiro a abril foi inferior aos verificados nos demais anos, principalmente em janeiro e fevereiro, em conformidade com a precipitação relativamente reduzida observada nesses meses.

4.3.3. Fluxos de energia

Os fluxos de energia médios mensais são apresentados na Figura 4.3. O saldo de radiação apresentou comportamento semelhante ao da radiação solar incidente, com uma sazonalidade marcante (Figura 4.3). O valor médio anual desta variável foi $137,4 \text{ W m}^{-2}$, correspondendo a 72% do K_{in} anual médio (Tabela 4.1). Um pico pronunciado em R_n foi verificado em 2002, que embora tenha sido o ano mais chuvoso, a precipitação elevada observada na estação seca foi concentrada em períodos curtos, de forma que K_{in} e R_n em agosto e setembro apresentaram os maiores valores médios mensais. Mesmo assim, R_n médio foi mais elevado em 2003, ano com menor precipitação, e aumento do número de dias com céu claro. Em termos sazonais, o R_n médio para as estações foram superiores na estação seca (Tabela 4.4), com variação entre $131,1$ e $201,4 \text{ W m}^{-2}$, enquanto na estação chuvosa variou entre $101,8$ e $168,4 \text{ W m}^{-2}$.

A partição do saldo de radiação em fluxos de calor latente e sensível também é apresentada na Figura 4.3. H e LE acompanharam a variação de R_n , com o fluxo de calor latente e o fluxo de calor sensível anual sendo em média $102,1$ e $32,5 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente, considerando apenas os anos completos. Os maiores valores mensais dessas variáveis foram observados em setembro de 2002, os quais foram associados com a maior incidência de radiação solar na região, ficando mais energia na superfície. Em termos sazonais, os fluxos acompanharam a variação do saldo de radiação, com valores maiores observados na estação seca e menores na estação chuvosa (Tabela 4.4 e Figura 4.3). H e LE na estação seca foram em média $38,7$ e $114,0 \text{ W m}^{-2}$, correspondendo a 25 e 75% de R_n , semelhante ao verificado por von Randow et al. (2004) em uma floresta do sudoeste da Amazônia, em Ji-Paraná, Estado de Rondônia, com desvio padrão de $7,5$ e $16,0 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Na estação chuvosa, H e LE foram em média $26,1 \text{ W m}^{-2}$ e $96,4 \text{ W m}^{-2}$, representando 21 e 79% do saldo de radiação, com desvios inferiores aos da estação seca ($5,0 \text{ W m}^{-2}$ para o fluxo de calor sensível e $12,0 \text{ W m}^{-2}$ para o fluxo de calor latente). Como resultado da variabilidade sazonal dos fluxos de energia, foi observado uma razão de Bowen (β) maior na estação seca, com valor médio de $0,34$ e desvio padrão de $0,07$, enquanto na estação chuvosa foi em média $0,27$ com desvio de $0,06$.

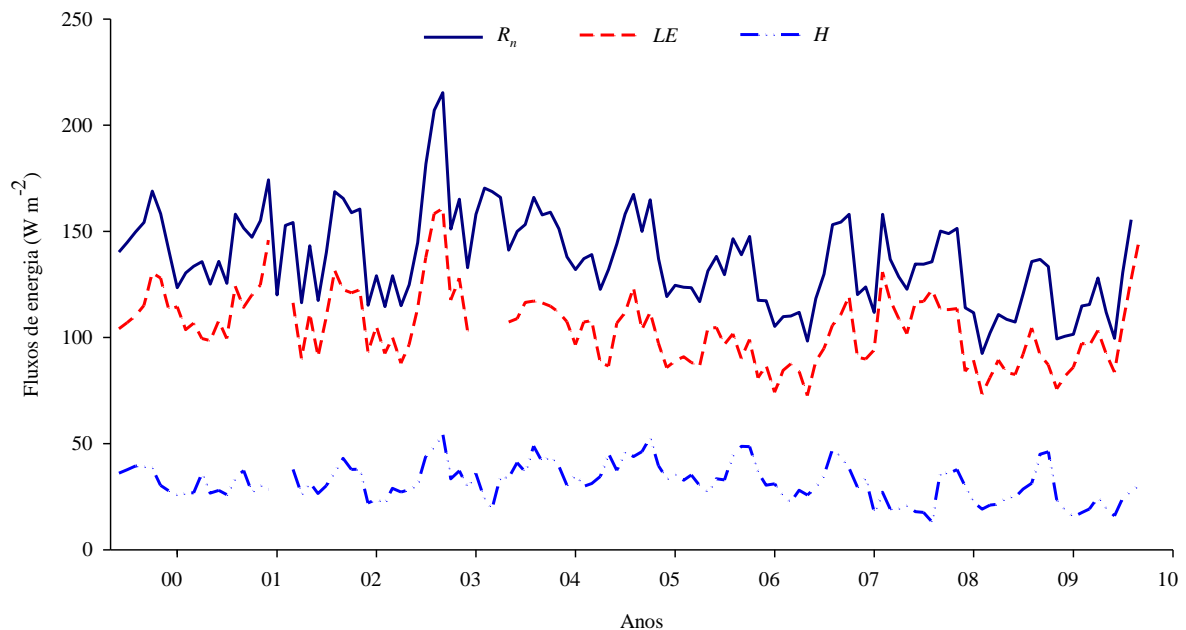


Figura 4.3. Séries temporais para valores médios mensais do saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, todos em W m^{-2} .

Um ano médio para os componentes do balanço de energia é mostrado na Figura 4.4, onde também pode ser verificado o papel do saldo de radiação na variabilidade sazonal dos fluxos. Foi verificado que os fluxos de energia H e LE foram controlados principalmente pela maior ou menor quantidade de radiação atingindo a superfície, que também foi observado por Rocha et al. (2004) em uma floresta na região de Santarém, Estado do Pará. Os valores mais elevados foram observados na estação seca e menor na estação chuvosa, o que está associado com a redução da nebulosidade na estação seca (Figura 4.1, Tabelas 4.2 e 4.3), mas em geral sem sofrer estresse hídrico porque as raízes profundas das árvores têm acesso a uma grande quantidade de água armazenada no solo. Considerando apenas os sete anos com dados completos dessas variáveis, verificou-se que o saldo de radiação variou entre $119,7 \text{ W m}^{-2}$, em janeiro, e $157,7 \text{ W m}^{-2}$, em agosto. O fluxo de calor sensível apresentou variação entre $26,1$ e $44,6 \text{ W m}^{-2}$, os quais ocorreram em fevereiro e setembro, respectivamente, enquanto LE oscilou entre $92,0 \text{ W m}^{-2}$ (maio) e $120,0 \text{ W m}^{-2}$ (agosto). No caso da razão de Bowen, verificou-se um aumento na estação seca, com o maior valor médio mensal ($0,41$) observado em setembro e o menor em fevereiro ($0,27$), resultados similares aos obtidos por von Randow et al. (2004) em Rondônia. É importante ressaltar que o aumento da razão de Bowen na estação seca não está associado à redução da evapotranspiração. Pelo contrário, a evapotranspiração em geral aumenta com a maior disponibilidade de energia solar na estação seca, entretanto o fluxo de calor sensível aumenta proporcionalmente mais.

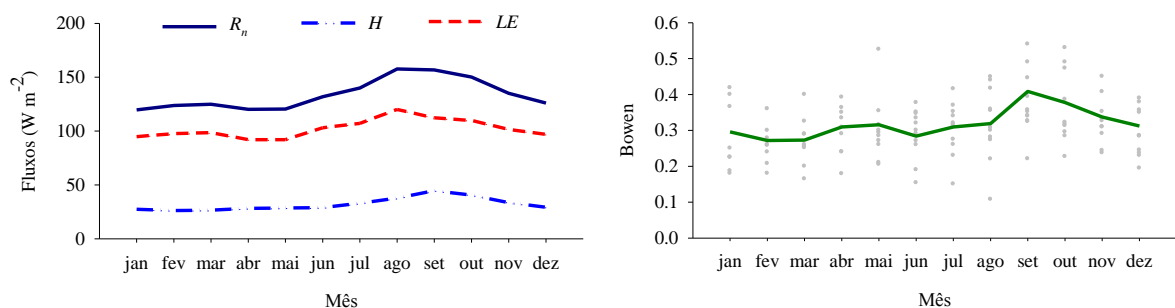


Figura 4.4. Esquerda: Saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente médios mensais, e ciclo anual médio para estas variáveis (W m^{-2}); Direita: razão de Bowen média mensal e ciclo anual médio (adimensional).

4.3.4. Evapotranspiração

A evapotranspiração (*ETP*) anual para o período de estudo foi em média 1287,2 mm ano⁻¹, considerando os sete anos com dados completos de *LE*, o que corresponde a uma média anual da *ETP* diária de $3,5 \pm 0,4$ mm dia⁻¹ (Figura 4.5). Este total anual correspondeu a 48% da precipitação verificada para o mesmo período (Tabela 4.1), fração inferior aos obtidos por Malhi et al. (2002) e Rocha et al. (2004) quando verificaram frações de 54 e 60%, respectivamente, onde o primeiro resultado foi obtido com observações em um sítio experimental 11 km do local de estudo atual, e o segundo foi obtido com base em medidas realizadas no leste da Amazônia. Atribui-se estas diferenças ao fato de terem sido considerados nas análises períodos de dados diferentes e aos diferentes regimes de precipitação verificados entre os locais (no caso do segundo estudo), que resultaram em totais anuais de precipitação inferiores aos observados neste estudo.

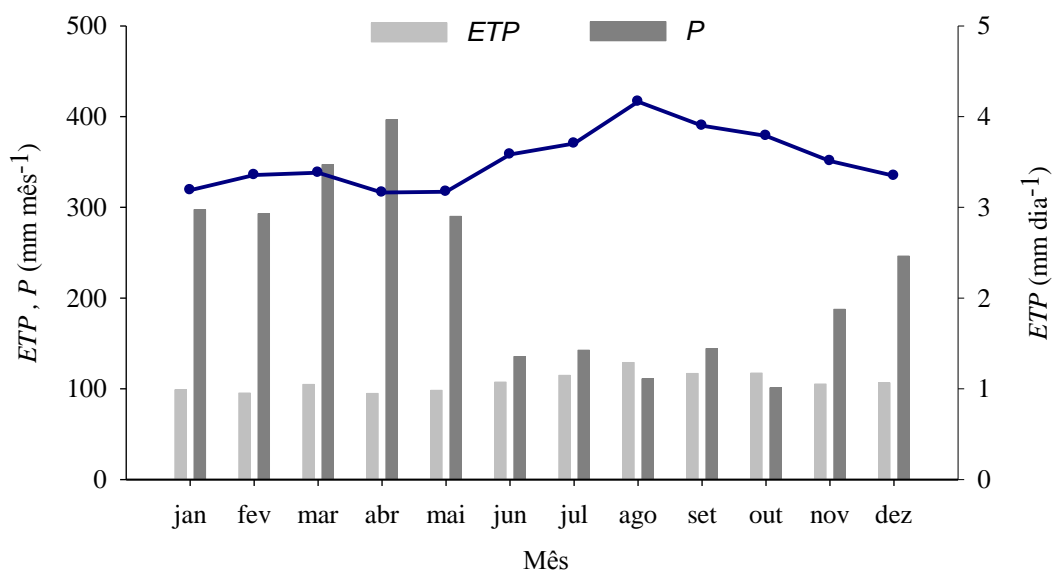


Figura 4.5. Ciclos anuais médios da evapotranspiração (*ETP*) e precipitação (*P*) mensal média (em barras) e evapotranspiração diária média (linha).

Em 2008, foi observado o menor *ETP* anual, quando totalizou 1086,6 mm, que está associado ao menor saldo de radiação anual verificado no período analisado. Totais mensais de *ETP* assim como do saldo de radiação médio mensal foram inferiores aos valores médios

verificado para o período em todos os meses. O ano com maior *ETP* foi 2002, com um total anual de 1475,2 mm, ano que também apresentou maior saldo de radiação (R_n) à superfície.

Sazonalmente, a evapotranspiração foi maior na estação seca (Tabela 4.4), quando foi verificada redução da precipitação e maior disponibilidade de energia. A *ETP* nas estações seca e chuvosa foram em média $363,9 \pm 50,5$ mm e $295,1 \pm 39,5$ mm, respectivamente, correspondendo a uma evapotranspiração diária mínima de 3,0 mm na estação chuvosa, aumentando até 4,0 mm na estação seca (Figura 4.5), comparável com valores reportados por Rocha et al. (2009). Da mesma forma que observado para os totais anuais, nas estações secas de 2008 e 2002, a evapotranspiração atingiu os menores e maiores valores, representando 99 e 103 % da precipitação para o mesmo período. Já na estação chuvosa, a *ETP* mínima também foi verificada em 2008 (23% da precipitação) enquanto em 2007 ocorreu o máximo (39% da precipitação). Na estação seca, a elevada disponibilidade de radiação e água no solo faz com a *ETP* seja equivalente à precipitação ou até maior, indicando que a diminuição do conteúdo de água verificado não afeta tanto a evapotranspiração neste sítio. Por outro lado, embora tenha maior precipitação e disponibilidade hídrica no solo na estação chuvosa, o aumento da nebulosidade resulta em valores de *ETP* muito inferiores aos da precipitação, e também menores que a evapotranspiração observada na estação seca, em concordância com outros estudos realizados em floresta de terra firme na Amazônia, como por exemplo, o de Hasler e Avissar (2007).

Analisando os valores médios da fração LE/R_n e *ETP* em intervalos de 5 dias, para cada ano, verificou-se que a fração LE/R_n diminui no final na estação seca de 2004, 2005, 2007 e 2008 (Figura 4.6), estando esta diminuição associada com a redução da evapotranspiração em consequência da menor disponibilidade de água no solo. Esta verificação torna-se ainda mais evidente quando são analisados os valores acumulados de precipitação e evapotranspiração do início de junho a final de outubro. Observa-se a diminuição da precipitação na estação seca dos anos, sendo mais intensa em 2001, 2002, 2003, 2005, 2007 e 2008 (Figura 4.7). Em 2002, 2003 e 2005 e 2008 a *ETP* chega a superar a *P* no final da estação seca, enquanto que em 2004, esta situação é verificada desde o início da estação seca, em junho.

Esses resultados evidenciam que apesar da evapotranspiração média aumentar durante a estação seca, pode ocorrer períodos em que a floresta experimenta algum estresse hídrico e conseqüente reduzi-la.

Tabela 4.4. Valores médios anuais para o saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), evapotranspiração (E) e razão de Bowen (β) medidos no sítio experimental da Reserva Biológica do Cuieiras (K34). A média e desvio padrão foram calculados apenas para os anos nos quais coincidem as quatro primeiras variáveis.

	Estação chuvosa					Estação seca				
	R_n (Wm^{-2})	H (Wm^{-2})	LE (Wm^{-2})	E (mm)	β	R_n (Wm^{-2})	H (Wm^{-2})	LE (Wm^{-2})	E (mm)	β
1999	-	-	-	-	-	149,5	38,8	110,7	351,2	0,35
2000	133,2	29,9	103,3	319,3	0,29	145,0	32,4	112,6	360,1	0,29
2001	141,1	-	-	-	-	158,1	36,8	121,3	386,0	0,30
2002	119,6	26,1	93,5	285,8	0,28	201,4	49,1	152,3	485,1	0,32
2003	168,4	-	-	-	-	159,0	42,3	116,6	374,9	0,36
2004	132,9	31,9	101,1	312,9	0,32	158,5	45,5	113,0	359,8	0,41
2005	121,3	32,8	88,6	271,5	0,37	138,3	42,1	96,2	308,1	0,44
2006	110,6	25,3	85,3	260,3	0,30	145,8	42,1	103,7	331,3	0,40
2007	141,2	22,0	119,2	364,0	0,18	140,1	22,5	117,6	374,1	0,19
2008	101,8	20,5	81,3	251,9	0,25	131,1	35,0	96,2	307,9	0,37
2009	119,5	20,5	98,9	303,2	0,21	-	-	-	-	-
Média	122,5	26,1	96,4	296,1	0,27	152,7	38,7	114,0	363,9	0,34
DP	12,9	5,0	12,0	36,7	0,06	19,5	7,5	16,0	50,5	0,07

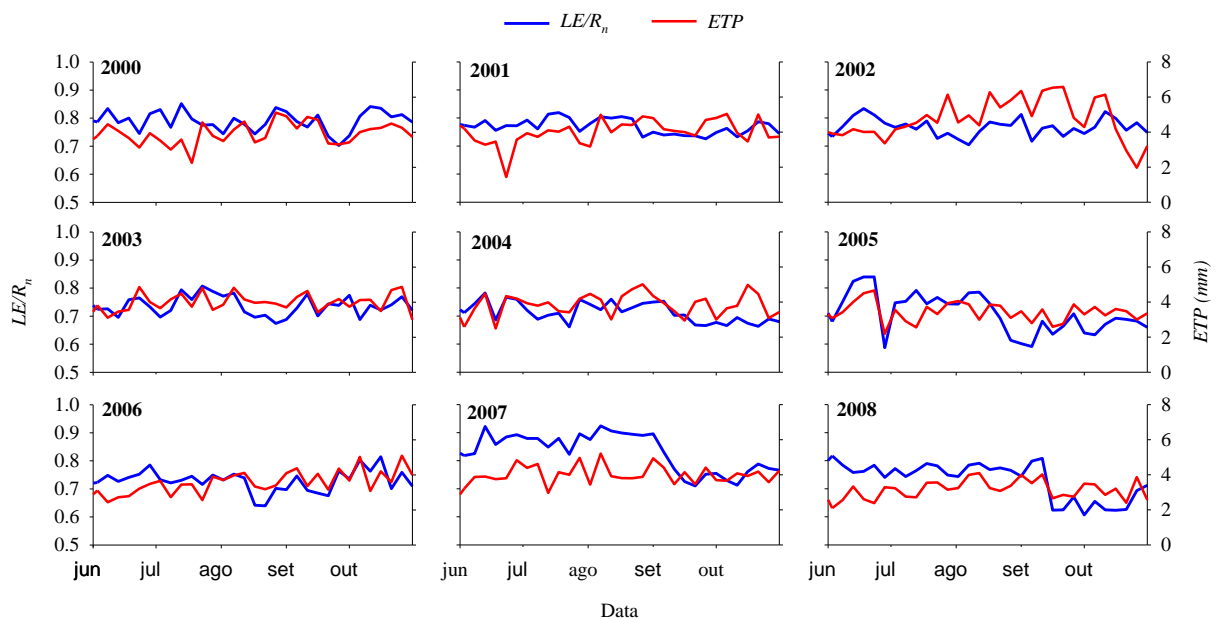


Figura 4.6. Variação temporal da fração LE/R_n e da ETP para médias a cada 5 dias, no período de 01 de junho a 31 de outubro, de 2000 a 2008.

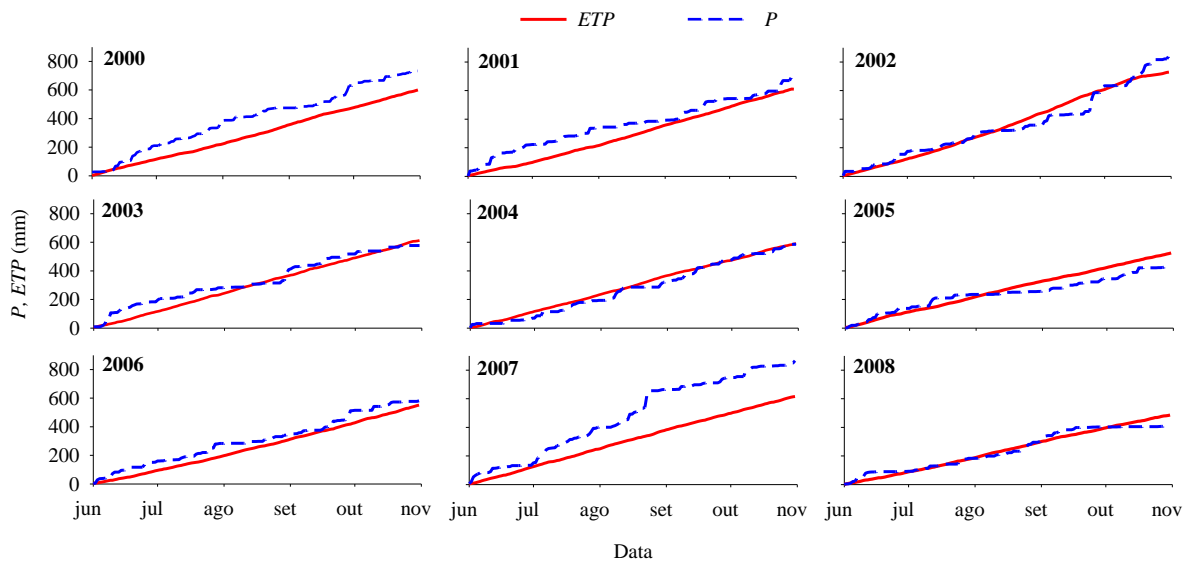


Figura 4.7. Valores acumulados da precipitação e da evapotranspiração no período de 01 de junho a 31 de outubro de cada ano, de 2000 a 2008.

4.3.5. Condutância da superfície

No sentido de avaliar a variabilidade sazonal da evapotranspiração, foi calculada para cada meia hora a condutância da superfície (g_s) considerando dias sem precipitação e horários com radiação solar acima de 400 W m^{-2} , de forma que não houvesse contaminação nos dados devido ao dossel molhado resultante de eventos de precipitação ou do orvalho formado durante a noite. Foi verificada uma significativa variação entre os anos, mas os maiores valores foram observados na estação chuvosa e menores na estação seca (Figura 4.8), quando atingiu em média de $0,69 \pm 0,09$ e $0,55 \pm 0,08 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente.

Para verificar a correlação entre a evapotranspiração, o armazenamento de água no solo, o déficit de pressão de vapor do ar (VPD) e a condutância da superfície, foi analisado um período de dados mostrado na Figura 4.9. A condutância da superfície variou entre 0,40 e 0,82 $\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O menor valor de g_s foi observado em setembro de 2005, coincidindo com o mínimo de S_{solo} e valor elevado de VPD (segundo valor máximo onde o maior foi no mês anterior). Já o máximo de g_s foi verificado em abril de 2004, o qual esteve relacionado com maior valor de conteúdo de água no solo e menores valores de VPD . Nas estações seca de 2002 e 2005 foram observadas situações distintas, onde embora tivesse sido verificada uma

correlação entre S_{solo} , g_s e VPD , no primeiro caso a evapotranspiração foi a mais elevada para o período, enquanto que em 2005 apresentou valores reduzidos.

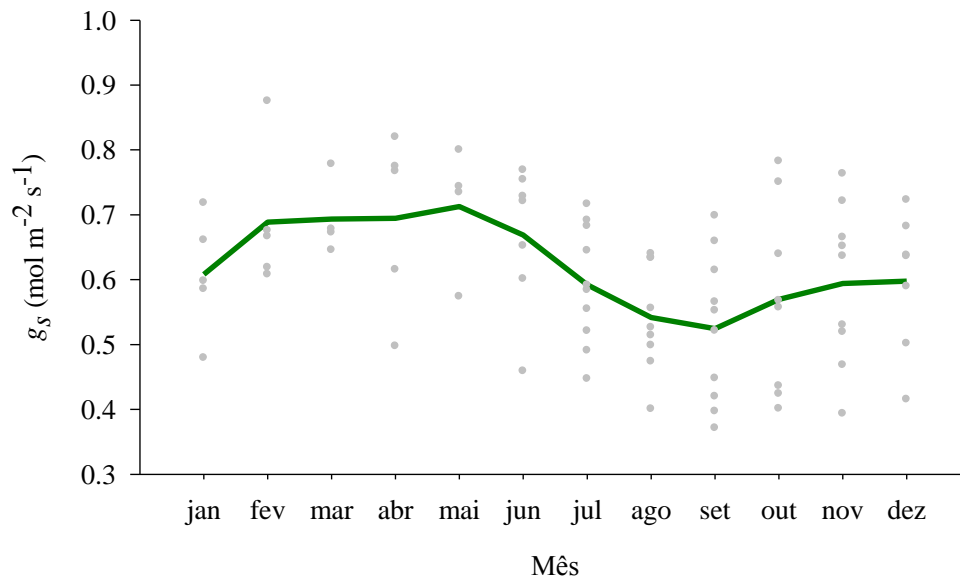


Figura 4.8. Médias mensais da condutância da superfície (pontos) e ciclo anual médio (linha).

Diante dos resultados observados tem-se que a condutância da superfície é dirigida pela alteração nas reservas de água do solo (Malhi et al., 2002), onde embora estas tenham se apresentado reduzidas na estação seca, o elevado VPD da atmosfera manteve as taxas de evapotranspiração elevadas, com exceção da estação seca de 2005. Com isso, tem-se que na estação seca taxas elevadas de ETP são mantidas embora se tenha diminuição da condutância, ou aumento da resistência superficial, e diminuição do conteúdo de água no solo, sendo que o VPD e radiação solar intensos exercem controles dominantes nesse processo (Rocha et al., 2009), com a sazonalidade da ETP estando em fase com o saldo de radiação (Hasler e Avissar, 2007). Por outro lado, em secas intensas, a redução da precipitação pode refletir em mínimos de conteúdo de água no solo e na condutância da superfície que podem influenciar significativamente a ETP embora elevado VPD sejam observados.

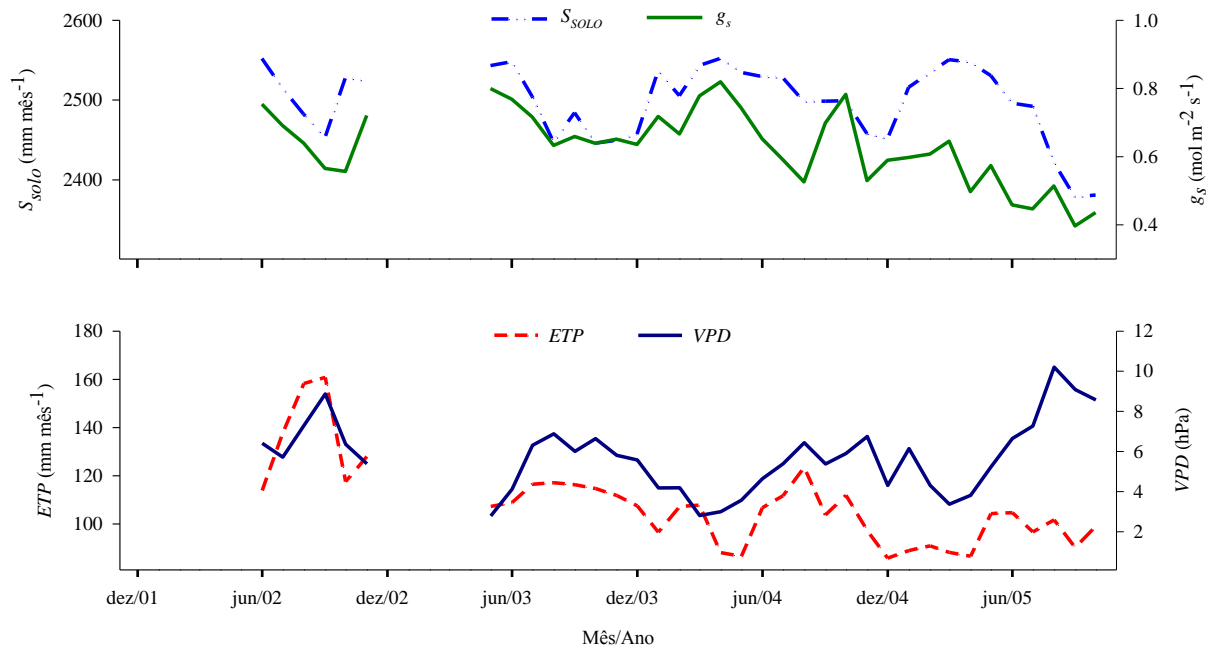


Figura 4.9. Superior: Totais mensais de evapotranspiração (mm m-1) e médias mensais do déficit de pressão de vapor (hPa); Inferior: Totais mensais do conteúdo de água armazenado no solo (mm m-1) e médias mensais da condutância da superfície ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Os dados correspondem ao período de dezembro de 2001 a outubro de 2005.

4.4. Conclusões

Neste estudo foi observado que a intensidade e duração da estação seca na região central da Amazônia variaram de um ano para outro, resultando na alteração sazonal do saldo de radiação à superfície. Esta energia é maior na estação seca, devido à redução da nebulosidade, não coincidindo com o período em que uma maior quantidade de radiação solar atinge o topo da atmosfera. A maior parte de R_n foi utilizada para o processo de evapotranspiração na forma de calor latente (75%), enquanto que 25% de R_n foi para aquecimento do ar, na forma de calor sensível. Mesmo em meses com redução considerável na precipitação, a evapotranspiração mantém valores elevados que superam ao verificado para os meses mais chuvosos.

Na estação chuvosa a evapotranspiração foi inferior a 50% da precipitação enquanto que na estação seca, a perda de água pela superfície superou a quantidade de água precipitada. O efeito de memória no sistema de armazenamento de água no solo anteriormente verificado

para este mesmo sítio experimental (Tomasella et al., 2007), aliada a grande profundidade das raízes das árvores da floresta permitiu que fossem mantidas altas taxas de evapotranspiração mesmo no período com menor precipitação, quando se tem baixos valores de condutância da superfície, com o *VPD* e radiação solar intensa exercendo controles dominantes na *ETP*. Porém, quando o período seco é duradouro a ponto de reduzir significativamente o conteúdo de água no solo, a redução na condutância da superfície tem efeito significativo na evapotranspiração, apesar do déficit de pressão de vapor da atmosfera apresentar valores elevados.

CAPÍTULO 5

Trocas de energia sobre áreas de floresta de platô e de baixio na Amazônia Central

RESUMO

A região ao norte de Manaus apresenta uma área da floresta amazônica com características edáficas e vegetacionais diferentes ao longo da topografia. Neste estudo, foram avaliadas e comparadas às trocas de energia entre a vegetação e a atmosfera em áreas de platô e de baixio nas estações seca de 2006 e chuvosa de 2007. A maior quantidade de biomassa no platô foi um fator preponderante para a ocorrência de maior albedo e menor aquecimento da superfície, quando comparado à região de baixio. Conseqüentemente, na área de platô, foi verificada menor radiação emitida pela superfície e maior radiação emitida pela atmosfera, independente do mês do ano. O fluxo de calor sensível atingiu seus valores mais altos durante a estação seca, enquanto o fluxo de calor latente o fez durante a estação chuvosa. No caso do fluxo de calor latente, foi verificada uma diferença mais marcante entre as áreas estudadas, sendo 23% maior no platô, durante o dia, na estação chuvosa, e 65% na estação seca. A energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração e decomposição (P) foi, no máximo, 1% do saldo de radiação. O fluxo de calor no solo, ao longo do dia, foi maior no baixio, com uma diferença máxima de $1,6 \text{ W m}^{-2}$ no período seco e $0,8 \text{ W m}^{-2}$ no período chuvoso, em relação ao platô. A taxa de armazenamento de energia na camada superior de solo (S_g) apresentou o mesmo comportamento, porém com valores máximos tendo sido observados no início da manhã, quando foi nove vezes maior do que no platô, no período seco, e cinco vezes maior no período chuvoso. Nestes horários de máximo, na área de baixio, S_g atingiu 14 e 12% de R_n durante as estações seca e chuvosa, respectivamente, sendo essas frações de 2 e 1% no caso do platô. As taxas de armazenamento de energia no ar (S_a) e na biomassa (S_b) também representaram frações significativas de R_n , no início da manhã. No ar, não foi observado diferença significativa entre o platô e o baixio na estação chuvosa, enquanto na estação seca, entre 6 HL e 12 HL, a taxa de armazenamento de energia total no platô foi de apenas 33% da verificada no baixio. A biomassa no baixio também apresentou maior aquecimento do que a do platô, sendo as maiores diferenças observadas no período seco, quando o valor máximo de S_b , verificado no platô, representou 54% de S_b observado no baixio. O fechamento

Artigo a ser submetido para publicação na revista *Agricultural and Forest Meteorology*.

Oliveira, M.B.L.; von Randow, C.; Michiles, A.A.S.; Manzi, A.O.; Araújo, A.C.; Moura, V.S. 2010. Trocas de energia sobre a Floresta Amazônica em área de platô e de baixio.

do balanço de energia se deu de forma diferenciada entre o platô e baixio, uma vez que, para a estação chuvosa, após a inclusão dos termos P , S_g , S_a e S_b no balanço de energia, o fechamento teve um aumento de apenas 1% no platô e baixo, enquanto que, para a estação seca, o fechamento aumentou em 7% no baixio e 2% no platô.

5.1. Introdução

Na região amazônica, a topografia determina a existência de três áreas distintas: platô, vertente e baixio, com os solos e a vegetação apresentando características estruturais diferenciadas em cada um destes locais. O teor de argila e de areia apresenta uma grande variação, com os solos no baixio sendo essencialmente arenosos, e constantemente encharcados, em razão das chuvas, (Ranzani, 1980), enquanto que, na vertente, há solos argilosos nas partes mais altas e areno-argilosos nas partes mais baixas (Bravard e Righi, 1989). Já no platô, que é a região mais alta, os solos contêm uma grande fração de argila, conferindo-lhes uma boa drenagem como característica (Chauvel, 1982). Segundo Chauvel e Boulet (1987), os solos são classificados como Latossolo Amarelo álico, no platô, Podzólico Vermelho-Amarelo latossólico, na vertente, e Podzol álico, no baixio.

As características edáficas, em cada uma destas posições topográficas, condicionam a existência de diferenças na estrutura e na florística da vegetação. A biomassa, o porte e a diversidade vegetal mostram relações com as características morfológicas do solo (Magalhães et al., 1998). Conforme Ribeiro et al. (1999), nas áreas mais altas e planas é encontrada a vegetação de platô, com a altura do dossel variando de 30 a 40 m; ao longo dos igarapés, nas partes mais baixas, ocorre a vegetação de baixio, onde o dossel varia de 25 a 30 m; nas inclinações do platô ocorrem as florestas de vertente, com a altura do dossel sendo mantida de forma semelhante; nas planícies próximas aos igarapés, são encontradas as florestas de campinarana, as quais apresentam o dossel mais baixo (entre 15 e 25 m de altura).

A floresta de platô é mais densa e com a ocorrência de pouca luz abaixo do dossel (Leitão, 1999), e cuja composição florística apresenta grande diversidade (Jardim e Hosokawa, (1986). Da mesma forma, a floresta de vertente também apresenta alta diversidade, com as partes mais altas sendo floristicamente semelhantes à floresta de platô, (Tello, 1995) e, nas mais baixas, fisionomicamente parecidas com a vegetação da campinarana (Ribeiro et al., 1999). A floresta de baixio apresenta uma flora própria, com espécies só encontradas ali, enquanto que, na campinarana, a diversidade de espécies é visivelmente menor do que a das outras florestas (Vicentini, 2001).

A densidade de biomassa em cada um desses ambientes é determinada pelo crescimento diferenciado das espécies que os compõem, de forma que há menor biomassa no baixio e maior no platô, sendo que, neste último, existe uma grande densidade de árvores de dossel, as quais são responsáveis por grande parte da biomassa acima do solo de uma floresta (Nascimento e Laurance, 2004). Consequentemente, a quantidade de radiação que atinge a base dos dosséis apresenta uma grande variação espacial (Leitão, 1999), alterando, assim, o balanço de radiação à superfície.

Em áreas de floresta, a maior parte do saldo de radiação à superfície é particionada em fluxos de calor sensível e latente (Araújo et al., 2002; Rocha et al., 2004; von Randow et al., 2004). Atualmente, a quantificação desses fluxos é obtida através do uso de uma técnica micrometeorológica denominada de método das covariâncias dos vórtices turbulentos (CVT) a partir do qual os fluxos são representativos de uma área de alguns quilômetros quadrados em torno do ponto de medidas. Entretanto, quando se testa, por exemplo, o fechamento do balanço de energia, no qual se comparam os fluxos turbulentos de calor sensível e latente medidos pelo CVT ao saldo de radiação medido por radiômetros, observa-se que há, em geral, os fluxos turbulentos são subestimados. Segundo Aubinet et al. (2000), a heterogeneidade da superfície é a principal causa do déficit do fechamento do balanço de energia. Entretanto, apenas estudos detalhados dos diversos aspectos do problema do fechamento, que abranjam desde subestimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente usando o CVT (Finningan et al., 2003), passando pela subestimativa do saldo de radiação (Halldin e Lindroth, 1992), e incluam todos os termos de armazenamento (Meyers e Hollinger, 2004), poderão explicar as discrepâncias encontradas.

Neste trabalho são apresentadas análises das variabilidades espacial e temporal dos processos de trocas de energia entre a vegetação e a atmosfera em uma região de floresta na Amazônia central, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), utilizando dados coletados, no âmbito do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), em duas áreas distintas de floresta: uma na parte mais alta (platô) e outra na parte mais baixa da floresta (baixio). Para tanto, foram analisados separadamente cada um dos componentes da equação do balanço de energia para regiões de florestas: saldo de radiação, fluxos turbulentos de calor sensível e latente, fluxo de calor no solo, energia armazenada na camada superior de solo, energia consumida e liberada nos processos de fotossíntese e respiração, e energia armazenada na camada de ar e na biomassa abaixo da altura de medida dos fluxos turbulentos.

5.2. Materiais e Métodos

5.2.1. Sítio experimental e climatologia local

O presente estudo foi realizado a partir de dados coletados num sítio experimental do LBA localizado na Reserva Biológica de Cuieiras, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), distante cerca de 60 km ao norte da cidade de Manaus, no estado do Amazonas. A reserva possui 22.735 ha de área de floresta tropical úmida densa de terra firme, contígua a áreas muito mais extensas de floresta, típica da região central da Amazônia (Higuchi et al., 1997). Apesar dessa classificação geral, a região apresenta áreas de floresta com ambientes diferenciados, com os tipos de vegetação podendo ser definidos de acordo com a estratificação da topografia (Magalhães et al., 1998; Ribeiro et al., 1999).

No sentido do platô para as posições mais baixas do relevo, é observada uma diferenciação da morfologia do solo com um aumento gradual no percentual de areia e diminuição do conteúdo de argila. No solo do baixio é verificado 1,5% de argila enquanto que no platô essa fração é de 73,8%, sendo observado um comportamento inverso para o conteúdo de areia (Souza, 2004).

A temperatura média anual varia em torno de 26,7 °C, apresentando valores médios de 23,3 °C e 31,4 °C para as mínimas e máximas diárias, respectivamente (Miranda, 2002), enquanto a umidade relativa média anual do ar é de 84%. A distribuição mensal de chuvas forma duas épocas distintas no ano: a estação seca, que ocorre entre julho e setembro, quando é verificada precipitação inferior a 100 mm por mês (Luizão et al., 2004) e a estação chuvosa, que ocorre entre outubro e junho, sendo os meses de março e de abril os que apresentam o maior índice pluviométrico (Marques Filho et al., 2005).

5.2.2. Coleta dos dados

Os dados foram coletados em duas torres de observações micrometeorológicas, distantes entre si cerca de 600 m e com uma diferença de 60 m de altura na topografia dos locais onde foram montadas. Uma das torres, com aproximadamente 53 m de altura, conhecida como K34 (Araújo et al., 2002), encontra-se instalada sobre um platô, e realiza o monitoramento operacional das variáveis meteorológicas convencionais e os fluxos turbulentos de energia e dióxido de carbono (CO₂), desde 1999, como parte do LBA. Dentre

as variáveis medidas continuamente (os respectivos instrumentos utilizados, seus modelos e marcas são descritos entre parênteses), são destacados: irradiância solar global incidente e refletida (piranômetros CM21, Kipp e Zonen); radiação de ondas longas (pirgeômetros CG1, Kipp e Zonen); radiação fotossinteticamente ativa (sensor quântico LI-190SZ, LICOR); precipitação (pluviômetro de báscula 6011-A, Qualimetrics); temperatura e umidade do ar (termohigrômetro HMP45, Campbell); perfil de temperatura do ar (resistores de platina PT 100); pressão atmosférica (barômetro PTB100A, Vaisala); fluxo de calor no solo (placa de fluxo HFP01, Hukseflux); perfil de temperatura do solo (termômetros STP01, Hukseflux). Para medidas de alta frequência das componentes do vento, da temperatura do ar e das concentrações de vapor de água e de CO₂, foram utilizados um anemômetro sônico tridimensional (R3, Gill Instruments) e analisadores de gás por infravermelho (LI-6262, LI-7000 e LI-7500, LICOR).

A segunda torre com 42 metros de altura, conhecida como B34, encontra-se instalada sobre um baixio e foi instrumentada de maneira similar à K34 em abril de 2006. Das diversas medidas efetuadas nesta torre, foram utilizadas a irradiância solar e radiação de ondas longas (saldo radiômetro CNR1, Kipp e Zonen), precipitação (pluviômetro ARG-100, EM), perfis de temperatura e de umidade do ar (termohigrômetro HMP35A, Vaisala), pressão atmosférica (barômetro 144SC1216BARO, Sensortech), fluxo de calor no solo (placa de fluxo HFP01, Hukseflux), perfil de temperatura do solo (perfilador STP01, Hukseflux). O sistema de medições de fluxos turbulentos era composto por um anemômetro sônico tridimensional (R3, Gill Instruments) e um analisador de gás por infravermelho de caminho fechado (LI-7500, LICOR).

A partir de um levantamento florístico da área de baixio considerada neste estudo, fornecido pela pesquisadora do INPA, Dra. Iêda Amaral, foram identificadas as cinco espécies dominantes e, em trabalho de campo, foram retiradas amostras dos troncos de um exemplar de cada espécie. A espécie *Oenocarpus bataua* foi a mais representativa, correspondendo a 16% de todas as espécies inventariadas, enquanto *Eperua glabriflora*, *Tapura amazonica*, *Protium decandrum*, *Micrandra spruceana* representaram 5, 5, 4 e 3% do total, respectivamente. Para medir temperaturas de tronco, uma árvore da espécie *Oenocarpus bataua* teve seu tronco instrumentado com termopares do tipo K, compostos por cromo e alumínio, nos níveis de altura 1,5, 5,0 e 8,5 m e nas profundidades radiais 1, 3 e 5 cm.

5.2.3. Balanço de energia

Neste estudo, a forma considerada para a equação do balanço de energia, que representa a aplicação do princípio da conservação de energia para uma área de floresta, foi:

$$R_n = H + LE + G + S_a + S_b + S_g + P \quad (5.1)$$

na qual R_n é o saldo de radiação, H e LE são os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente, G é o fluxo de calor sensível no solo, P é a taxa de consumo de energia no processo de fotossíntese e de liberação durante a respiração, enquanto S_g , S_a e S_b são as taxas de armazenamento de energia (TAE) na camada superior de solo, no ar e na biomassa. O fluxo R_n foi obtido por meio do balanço de radiação entre as componentes de ondas curtas e de ondas longas. Os fluxos H e LE foram estimados por meio do CVT. Já o fluxo de calor no solo, G , foi medido diretamente por uma placa de fluxo instalada a 5 cm de profundidade. Os demais termos foram estimados a partir de medidas do fluxo de CO_2 para obter P , perfil de temperatura do solo para S_g , e perfil de temperatura e umidade do ar no caso de S_a e S_b .

5.2.4. Fluxos turbulentos de calor sensível, latente e de CO_2

Os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE) foram obtidos pelo CVT utilizando os sistemas de medidas de cada local, que compreende um analisador de gás por infravermelho e um anemômetro ultrasônico tridimensional, instalados no topo de cada uma das torres. O método é fundamentado na oscilação de variáveis micrometeorológicas em torno de suas respectivas médias e consiste na determinação direta dos fluxos, por meio do cálculo das covariâncias entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com os desvios temporais da velocidade horizontal do vento (fluxo de momentum), da temperatura do ar (fluxo de calor sensível), da umidade específica do ar (fluxo de calor latente) e da concentração de CO_2 (fluxo de CO_2), conforme descrito por Baldochi et al. (1988). Para realizar o cálculo das médias, covariâncias e obtenção dos fluxos, foi utilizado um software escrito na linguagem de programação científica FORTRAN, denominado Alteddy, (<http://www.climatexchange.nl/projects/alteddy/>), configurado com informações relacionadas ao sítio experimental onde foi desenvolvido este estudo, tais como modelo dos

senhores, sequência dos arquivos brutos, altura do sistema de medida dos fluxos turbulentos, e outros. Este software compreende algumas correções que são aplicadas aos dados medidos para determinar H e LE . Como exemplos podem ser citados as correções de resposta de frequências (Moore, 1986; Leuning e King, 1992), das variações da temperatura do anemômetro sônico, afetadas pelas flutuações de umidade e da velocidade normal do vento (Schotanus et al., 1983), e de flutuações na densidade do ar causada pela transferência simultânea de calor sensível e latente (Webb et al., 1980).

5.2.5. Energia consumida (liberada) nos processos de fotossíntese (respiração), e energia armazenada na camada superior de solo

A taxa de consumo de energia durante a fotossíntese e liberação na respiração foi obtida através das medidas de fluxos de CO_2 realizadas pelo CVT. Considerando que um fluxo de energia de 28 W m^{-2} corresponde a uma taxa de assimilação de $2,5 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Meyers e Hollinger, 2004), foi obtido o fluxo equivalente de energia nesses processos na mesma unidade dos demais termos da equação do balanço de energia.

A energia armazenada na camada superior de solo, acima da medida de G , foi determinada como função da capacidade térmica do solo e da variação temporal da temperatura (Arya, 2001). Com as medidas do perfil de temperatura do solo, foi calculada a TAE nas camadas entre a superfície e 2 cm e entre 2 e 5 cm. Ao somar estes dois componentes, foi obtida a TAE nos 5 primeiros centímetros de solo.

5.2.6. Taxa de armazenamento de energia do ar

A taxa de armazenamento de energia no ar (S_a) é composta por dois componentes: um relacionado com a variação de temperatura do ar (S_T) e outro devido às mudanças na umidade específica (S_q):

$$S_a = S_T + S_q \quad (5.2)$$

Utilizando o método de derivação por diferenças finitas centradas e a integração pelo método dos trapézios, conforme descrito por Michiles (2009) foram obtidas as seguintes expressões para S_T e S_q :

$$S_T = \rho_a \sum_{i=1}^l c_p \left[1 + 0,84 \left(\frac{\bar{q}_i - \bar{q}_{i-1}}{2} \right) \right] \left[\left(\frac{\bar{T}_{k+1} - \bar{T}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_i + \left(\frac{\bar{T}_{k+1} - \bar{T}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_{i-1} \right] \frac{(z_i - z_{i-1})}{2} \quad (5.3)$$

$$S_q = \rho_a L \sum_{i=1}^l \left[\left(\frac{\bar{q}_{k+1} - \bar{q}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_i + \left(\frac{\bar{q}_{k+1} - \bar{q}_{k-1}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_{i-1} \right] \frac{(z_i - z_{i-1})}{2} \quad (5.4)$$

nas quais ρ_a é a densidade do ar ($1,225 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico a pressão constante do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), L é o calor latente de vaporização da água ($2,44 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), l é o número de camadas horizontais, \bar{q} é a umidade específica do ar, \bar{T} é a temperatura do ar, t é o tempo e z é a altura da camada i .

Na torre do baixio foram utilizadas as medidas de T e q obtidas nas camadas de altura 2, 9, 18, 25, 30 e 42 m. Já no caso da torre localizada no platô, as medidas de temperatura foram realizadas nos níveis 5,0; 15,6; 28; 35,5; 42,5 e 51,1 m, enquanto que a umidade do ar foi medida apenas no nível de 51,1 m simultaneamente com a temperatura do nível mais elevado. No caso do platô, devido a necessidade de utilizar medidas de temperatura e umidade obtidas no mesmo nível, foi gerada uma curva de regressão entre as medidas de T e q obtidas no nível superior, para os períodos seco e chuvoso. A partir da curva de ajuste, a umidade nos demais níveis abaixo de 51,1 m foi calculada com os dados de temperatura no respectivo nível, para cada um dos períodos.

5.2.7. Taxa de armazenamento de energia na biomassa

A TAE na biomassa é representada pela soma das frações das taxas de armazenamento de energia nos troncos da floresta (S_{tr}) e na copa (S_c) sendo, este último, particionado em TAE nos ramos das árvores (S_r), nos galhos (S_g) e nas folhas (S_f). A TAE no estrato inferior da floresta (pequenas árvores, mudas, madeira morta, raízes externas, liteira fina, palmáceas,

trepadeiras e outros) apresentado por Michiles (2009), foi desconsiderada neste estudo por representar uma fração muito pequena da TAE total na biomassa (S_b).

Para determinação dos termos S_{tr} e S_c no platô, foram aplicados os modelos simplificados sugerido por Michiles (2009), segundo os quais a TAE nos troncos e na copa são proporcionais à variação temporal da temperatura do ar em um nível de referência (51,1 m), de acordo com as expressões:

$$S_{tr} = 11,6\Delta\bar{T}_r \quad (5.5)$$

$$S_{cr} = 14,5\Delta\bar{T}_r \quad (5.6)$$

com coeficientes da equação (5.6) sendo particionado em 2,9, 10,1 e 1,5, respectivamente, quando as TAEs nos ramos, nos galhos e nas folhas são determinadas separadamente.

No baixo, para S_{tr} , foi aplicada a equação obtida através da derivação por diferenças finitas centradas e integração pelo método dos trapézios em r (raio da secção transversal do tronco) e z (altura), conforme detalhado por Michiles (2009), como segue:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_G} 2\pi\rho_{tr}c_{tr} \sum_{i=1}^{l_{tr}} \left\{ \sum_{j=1}^{n_{tr}} \left[r_{ij} \left(\frac{\bar{T}_{tr(k+1)} - \bar{T}_{tr(k-1)}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_{ij} + \left(\frac{r_{ij} - r_{ij-1}}{2} \right) \right] + r_{ij-1} \left(\frac{\bar{T}_{tr(k+1)} - \bar{T}_{tr(k-1)}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)_{ij-1} \right\} \Gamma_{f(i)} \frac{(z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)})}{2} \quad (5.7)$$

em que N é o número de indivíduos identificados no levantamento florístico, A_G é a área inventariada (1 ha), ρ_{tr} é a densidade dos troncos (1119 kg m^{-3}), c_{tr} é o calor específico dos troncos ($2401 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ambos determinados de acordo com o descrito por Michiles e Gielow (2008), n é o número de anéis de tronco, T_{tr} é a temperatura medida no tronco da árvore representativa e r é o raio da secção transversal do tronco.

Os termos da TAE na copa foram obtidos por meio da aplicação de diferenças finitas centradas para os dados de temperatura do ar, isto é:

$$S_{r,g,f} = m_{r,g,f} c_{r,g,f} \left(\frac{T_{r(k+1)} - T_{r(k-1)}}{2(t_k - t_{k-1})} \right) \quad (5.8)$$

na qual m é a massa fresca, por unidade de área de solo, de ramos ($m_r = 11,5 \text{ kg m}^{-2}$), galhos ($m_g = 9,4 \text{ kg m}^{-2}$) e folhas ($m_f = 1,3 \text{ kg m}^{-2}$). Da mesma forma, c é o calor específico para cada um dos componentes da biomassa: ramos ($c_r = 2401 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), galhos ($c_g = 2461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e folhas ($c_f = 2771 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Em razão da indisponibilidade de medidas de temperatura de ramos, galhos e folhas, para determinação de S_r , S_g e S_f , foram utilizadas as medidas de temperatura do ar obtidas em 2, 18 e 25 m, respectivamente.

5.3. Resultados e discussões

5.3.1. Disponibilidade dos dados

Para a avaliação dos componentes do balanço de energia, em razão das falhas nos dados coletados em ambos os sítios experimentais (platô e baixo), foram selecionados alguns dias representativos da estação seca de 2006 e chuvosa de 2007, cujas estações foram definidas de acordo com a climatologia local. Entretanto, diferentes números de dias são apresentados para distintos grupos de variáveis que compõem a equação do balanço. Desta forma, para o caso dos componentes radiativos (radiação solar incidente e refletida, e radiação de ondas longas emitida pela superfície e pela atmosfera), foram selecionados 5 dias, enquanto que, para as análises dos fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e no solo (G), e das TAEs na camada superior de solo (S_g), no ar (S_a), na biomassa (S_b) e de seus sub-componentes (TAE) nos troncos, ramos, galhos e folhas), foram utilizados dados referentes a 10 dias de observações. Para a energia consumida durante a fotossíntese e liberada na respiração (P), foram selecionados 20 dias de cada estação. Adicionalmente, para a avaliação do fechamento do balanço de energia, foi selecionado um período com dados obtidos, simultaneamente, no platô e no baixo.

5.3.2. Balanço de radiação

Os componentes de ondas curtas e de ondas longas do balanço de radiação à superfície apresentaram valores e comportamentos ligeiramente distintos entre os sítios, apesar da

proximidade geográfica entre eles. Na Figura 5.1 são apresentados os ciclos médios diários da radiação solar incidente (K_{in}) e refletida (K_{out}), e radiação emitida pela atmosfera (L_{in}) e pela superfície (L_{out}). A variação sazonal na cobertura de nuvens afetou os componentes do balanço de radiação, conforme apresentado por Araújo (2009), em estudo no mesmo sítio de baixo. Foram observados valores mais altos da radiação solar que atinge a superfície durante a estação seca, em razão de a nebulosidade ser reduzida nesta época do ano, quando comparada ao período chuvoso, apresentando picos médios diários em torno de 870 W m^{-2} e 856 W m^{-2} , no baixo e no platô, respectivamente. Na estação chuvosa, estes picos apresentaram valores inferiores, ou seja, 684 W m^{-2} no baixo e 650 W m^{-2} no platô. Por volta

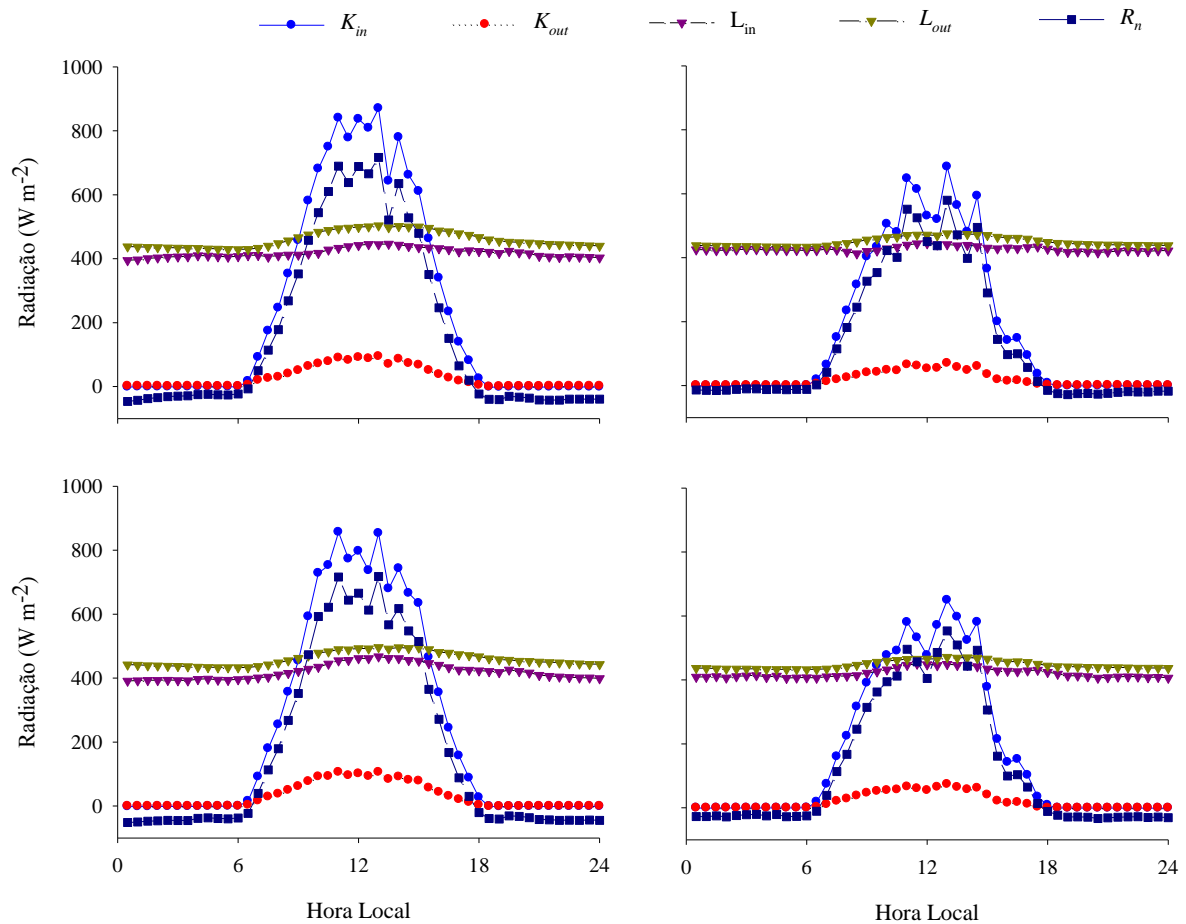


Figura 5.1. Superior: Ciclos diários médios do balanço de radiação no baixo; Inferior: Ciclos diários médios do balanço de radiação no platô; para as estações seca (esquerda) e chuvosa (direita).

do meio dia, quando os valores máximos dessa variável são atingidos, foram observadas as maiores diferenças entre as medidas nos dois sítios, sendo mais pronunciada no período com mais chuva, com a radiação incidente no baixio superando a no platô, como resultado da variação na nebulosidade que, dependendo da extensão da nuvem, nem sempre é coincidente nos dois sítios.

Foi observada uma pequena alteração no albedo entre as estações, como também reportado por Culf et al. (1995), tendo sido verificados valores superiores de radiação refletida no platô durante os dois períodos, com a diferença mais notável no período seco, resultando em um albedo médio de 13% no platô e de 11% no baixio, durante o período seco, enquanto que, no período chuvoso, foram encontrados os valores 11 e 10%, respectivamente, para o platô e o baixio (Figura 5.2). O maior albedo verificado no platô é devido ao fato da vegetação ser mais densa neste local do que em área de baixio.

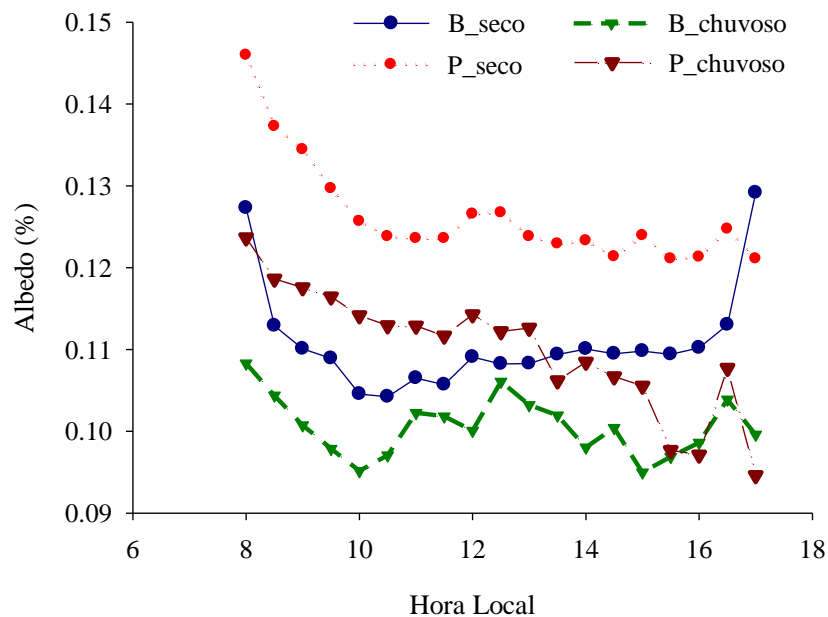


Figura 5.2. Albedo médio horário para o platô (P) e baixio (B) nas estações seca e chuvosa, nos mesmos dias da Figura 5.1.

Concernente à radiação emitida pela atmosfera, foi observado que, no platô, ao longo das duas estações, ocorreram valores superiores aos do baixio durante o dia e inferiores à noite. No período seco, L_{in} foi, no máximo, 446 W m^{-2} no baixio e 467 W m^{-2} no platô, enquanto no período chuvoso esta variável atingiu 444 W m^{-2} e 450 W m^{-2} , respectivamente.

Este resultado é devido à maior evapotranspiração que ocorre no platô nas duas estações resultando em maior quantidade de vapor de água disponível na atmosfera quando comparado ao outro sítio. Contudo, a possível presença de nevoeiro sobre o baixio, durante a noite, principalmente no período chuvoso, pode ter resultado em mais radiação emitida pela atmosfera no baixio.

Por outro lado, em virtude do menor albedo, a superfície no baixio absorve mais radiação e, conseqüentemente, aquece mais que a superfície no platô, sendo verificada mais radiação emitida pela superfície no baixio, durante o dia, quando atingiu 503 W m^{-2} na estação seca e 476 W m^{-2} na estação chuvosa. No platô, esses valores foram 496 W m^{-2} e 472 W m^{-2} nas estações seca e chuvosa, respectivamente. As menores diferenças, deste componente do balanço de radiação, nos dois sítios, foram observadas durante a estação chuvosa, e isto ocorreu em razão de, nesta estação, também terem sido verificadas as menores diferenças no albedo entre os sítios. Já no período noturno, por a superfície do baixio ter aquecido mais durante o dia, esta tende a perder mais calor durante a noite e, por isso, valores mais altos de radiação de ondas longas emitida pela superfície foram observados no platô.

Como resultado das variações dos componentes do balanço de radiação entre as estações e entre os locais, o saldo de radiação apresentou-se maior no período mais seco, com uma diferença entre platô e baixio, sendo mais visível por volta do meio dia e à noite. O saldo de radiação no baixio representou 85 e 87% da radiação solar incidente nos períodos seco e chuvoso, respectivamente, enquanto no platô essas frações foram de 88% em ambos os períodos.

5.3.3. Fluxos de calor latente e sensível

A dispersão dos fluxos de calor sensível e latente, em função do saldo de radiação, para os dois locais estudados, bem como as curvas de ajuste linear, durante as estações seca e chuvosa, são apresentadas na Figura 5.3, para dados observados em intervalos de 30 minutos. Juntos, os fluxos de calor sensível e latente representaram a maior fração do saldo de radiação à superfície (R_n), sendo LE mais significativo do que H , situação sempre observada nos estudos em sítios de floresta primária do LBA (Araújo et al., 2002; Rocha et al. 2004; von Randow et al., 2004). Foi observado que, no baixio, durante a estação seca, a soma de H e LE representou apenas 55% do saldo de radiação, da qual o fluxo de calor sensível foi 26% ($y =$

$0,26x + 1,78$ e $R^2 = 0,79$) e o fluxo de calor latente foi 29% ($y = 0,29x + 7,96$ e $R^2 = 0,73$), respectivamente. Na estação chuvosa, o fluxo de calor sensível representou 14% do saldo de radiação ($y = 0,14x + 1,04$ e $R^2 = 0,40$) enquanto a fração LE/R_n foi de 56% ($y = 0,56x + 18,6$ e $R^2 = 0,65$). Para as medidas no platô, nos mesmos dias, no período chuvoso, as curvas de ajuste para H e LE , em função de R_n , foram $y = 0,18x - 5,27$ ($R^2 = 0,617$) e $y = 0,76x + 11,56$ ($R^2 = 0,85$), respectivamente. No período seco, as frações H/R_n e LE/R_n foram, em média, 22 e 49%, com curvas de ajuste $y = 0,22x + 0,83$, $R^2 = 0,83$ e $y = 0,49x + 16,61$, $R^2 = 0,90$.

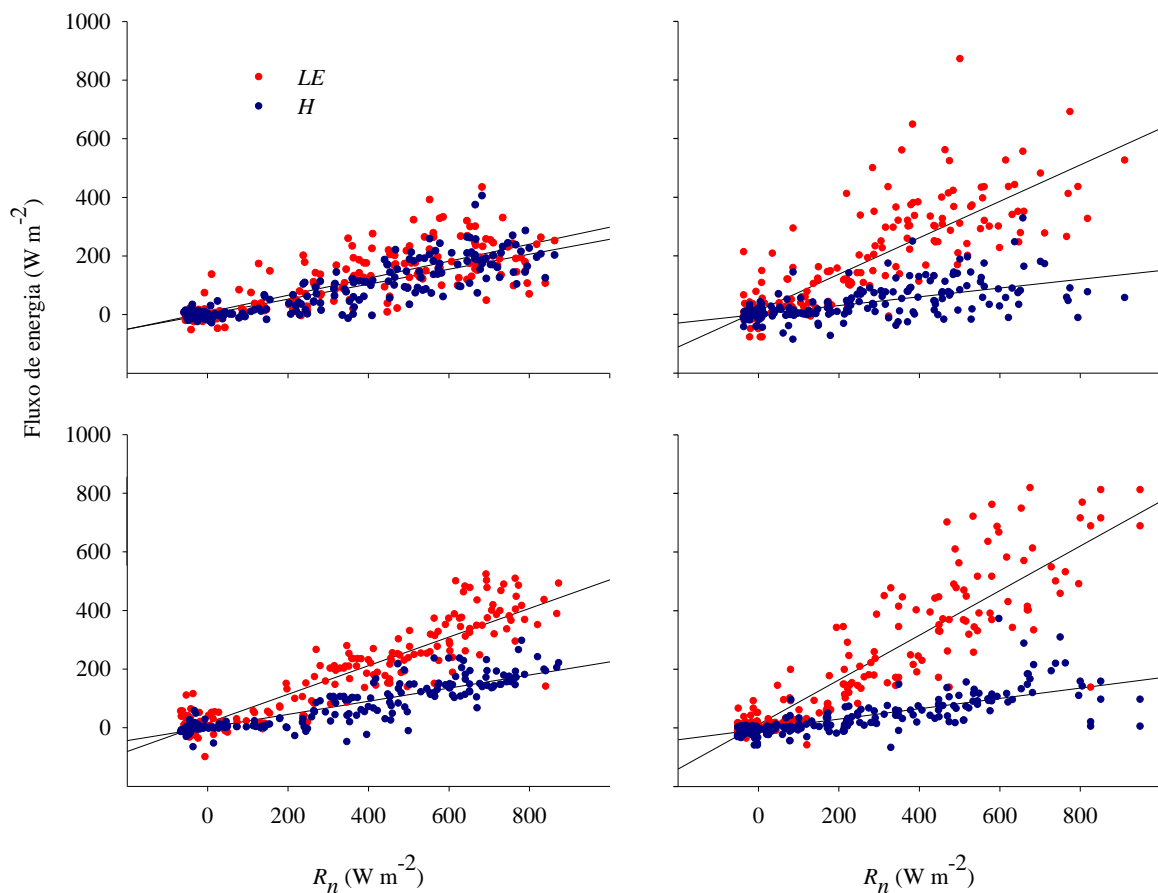


Figura 5.3. Dispersão entre o saldo de radiação e os fluxos de calor sensível e latente para o baixio (superior) e platô (inferior) nas estações seca e chuvosa, respectivamente.

A diminuição do fluxo de calor sensível no período chuvoso é devida à redução na quantidade de radiação solar que atinge a superfície, em razão da nebulosidade, ocorrendo, assim, menor aquecimento do ar. Com isso, mais energia fica disponível para os processos de

evaporação e transpiração e, dessa forma, o fluxo de calor latente tem um aumento considerável na estação chuvosa. Além disso, a maior densidade de vegetação no platô proporciona ao fluxo de calor latente atingir valores superiores no platô, durante as duas estações.

Considerando os ciclos médios diários dos fluxos H e LE para os dois locais (Figura 5.4), durante os dois períodos analisados, foram obtidos valores mais próximos entre os fluxos de calor sensível no platô e no baixio que entre os fluxos de calor latente, cujos valores foram superiores no platô, tanto no período seco quanto no chuvoso. Na estação chuvosa, o fluxo de calor sensível atingiu um valor máximo de 112 W m^{-2} no baixio e de 111 W m^{-2} no platô, enquanto que, na estação seca, a diferença entre H nos dois sítios foi mais significativa, tendo atingido máximos de 219 W m^{-2} e de 192 W m^{-2} , respectivamente. Já o fluxo de calor latente atingiu máximos de 621 W m^{-2} e 399 W m^{-2} , no platô, e de 410 W m^{-2} e 236 W m^{-2} , no baixio, respectivamente, nas estações chuvosa e seca.

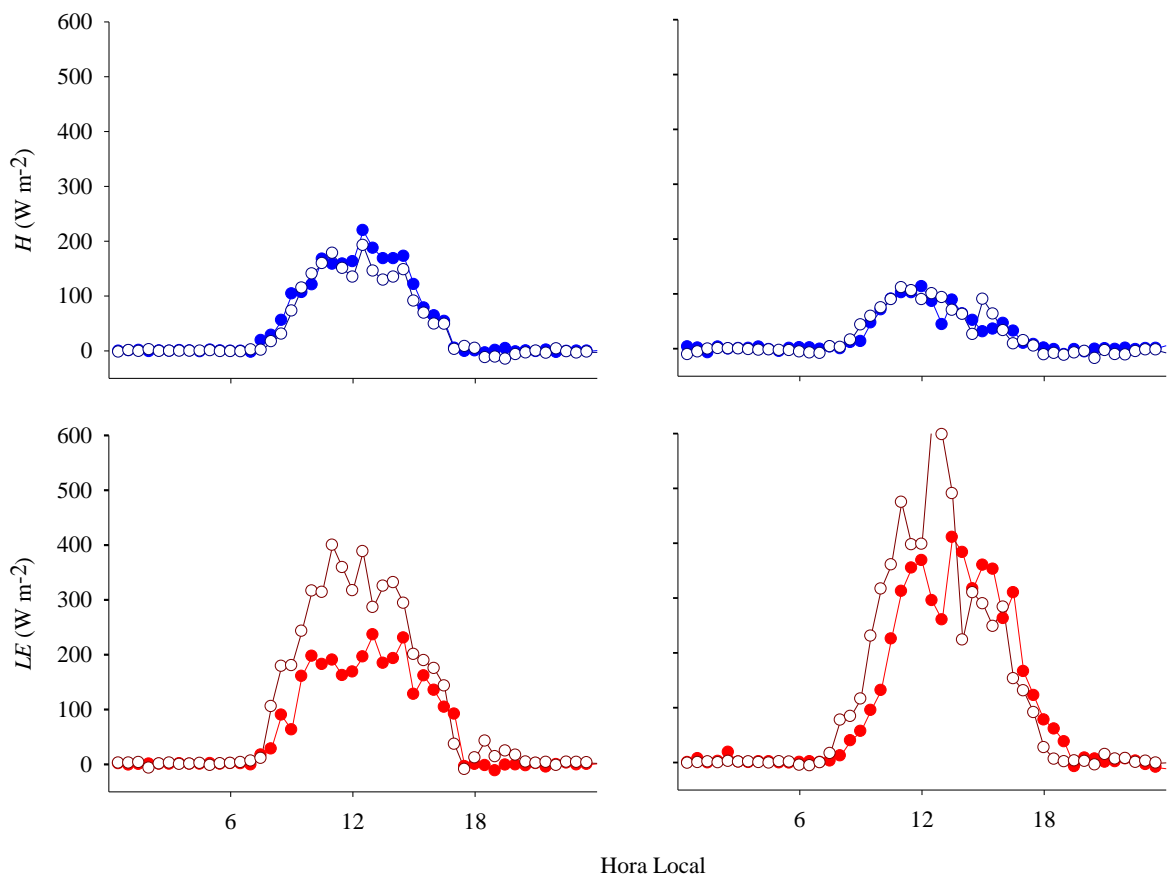


Figura 5.4. Ciclos diários médios do fluxo de calor sensível (superior) e do fluxo de calor latente (inferior) para as estações seca (esquerda) e chuvosa (direita). Platô = o e Baixio = ●.

5.3.4. Energia consumida/liberada nos processos de fotossíntese/respiração

Uma pequena alteração, entre os ciclos médios diários da energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração, foi observada no platô e no baixio, durante os dois períodos analisados (Figura 5.5). No baixio, a componente P atingiu, em média, 8 W m^{-2} no período seco e 9 W m^{-2} no período chuvoso. Já no platô, os valores máximos atingidos foram 8 W m^{-2} , nos dois períodos. Durante a noite, a energia liberada na respiração foi maior no platô durante as estações seca e chuvosa, sendo mais visível no último caso, situação também verificada por Araújo (2009), e que foi atribuída à maior estabilidade da atmosfera sobre a copa na área de baixio, diminuindo, assim, a captação do fluxo de CO_2 pelo sistema das covariâncias dos vórtices turbulentos. No período seco, foram observados extremos no início da manhã, no platô e no baixio, que estão relacionados com a liberação do CO_2 armazenado abaixo da copa durante a noite, devido às condições de estabilidade da atmosfera citadas anteriormente. Durante o dia, P foi, no máximo, 1% de R_n enquanto que, em termos de totais diários, apresentou a mesma fração em ambos os locais e estações.

5.3.5. Fluxo de calor e armazenamento de energia no solo

Os ciclos médios diários do fluxo de calor no solo e da taxa de armazenamento de energia na camada superior do solo (primeiros 5 cm), também são apresentados na Figura 5.5. Nas duas estações, o fluxo de calor no solo durante o dia foi superior no baixio, com valores máximos de 9 W m^{-2} e 6 W m^{-2} , respectivamente, nas estações seca e chuvosa, enquanto no platô G atingiu 7 W m^{-2} , na estação seca e 5 W m^{-2} , na estação chuvosa. Durante a noite, o maior resfriamento da superfície, em área de baixio, resultou em valores negativos de G até -9 W m^{-2} , enquanto que, no platô, o valor mínimo foi -6 W m^{-2} , nas duas estações. Da mesma forma que o fluxo de calor no solo, a TAE na camada superior de solo também foi superior no baixio durante o dia e inferior à noite, sendo observada uma maior amplitude no período seco. Isso é resultado da temperatura do solo ser maior no baixio do que no platô, sendo consequência da maior quantidade de radiação solar que atinge a superfície do solo em área de baixio, em razão das características fenológicas da vegetação neste local. No baixio, S_g , durante o dia, atingiu 63 W m^{-2} no período seco e 45 W m^{-2} no período chuvoso, enquanto

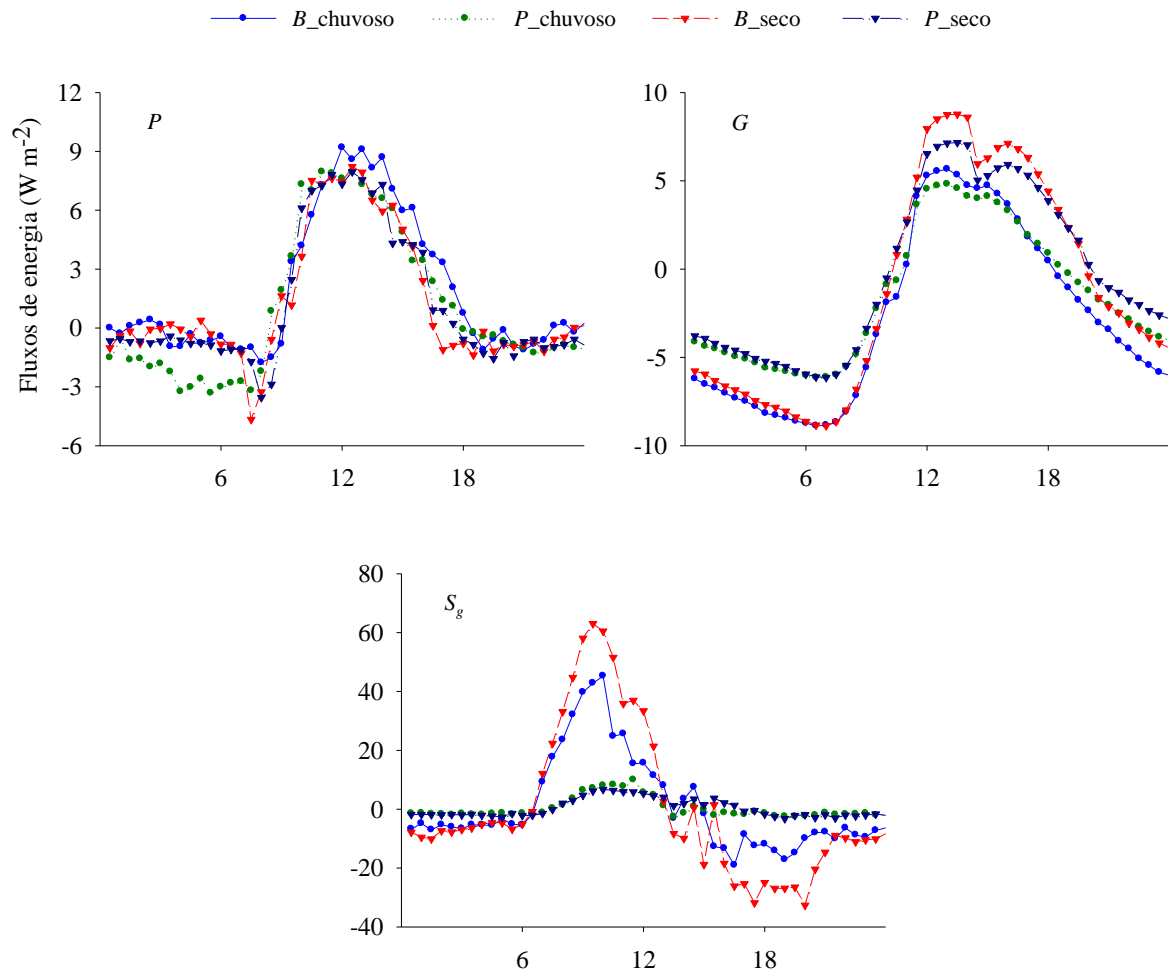


Figura 5.5. Ciclos médios diários da energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração (P), fluxo de calor no solo (G) e armazenamento de energia na camada superior de solo (S_g) para o platô e baixio durante os períodos seco e chuvoso.

que, durante noite, o resfriamento da superfície foi de até -33 W m^{-2} e -19 W m^{-2} , respectivamente. No platô, os valores máximos e mínimos de S_g foram, respectivamente, 7 W m^{-2} e -3 W m^{-2} no período seco, e 10 W m^{-2} e -3 W m^{-2} no período chuvoso.

Os valores médios horários de G foram, no máximo, 2% do saldo de radiação no final da tarde, sendo esta fração atingida mais rapidamente no baixio. Já no caso de S_g , durante o período diurno, no platô, foi, no máximo, 2% de R_n , na estação seca, e 1% na estação chuvosa, enquanto no baixio, essas frações atingiram 14 e 12% no início da manhã, nas duas estações, respectivamente. Contudo, em valores diários, a TAE na camada superior de solo variou até 5% de R_n , sendo ligeiramente maior no baixio, podendo atingir valores de até 25%

de R_n , durante eventos de chuva intensa. O fluxo de calor no solo representou uma fração insignificante do saldo de radiação, com valores em torno de zero e sendo verificados alguns extremos.

5.3.6. Taxa de armazenamento de energia no ar

A Figura 5.6 apresenta os ciclos médios diários da taxa de armazenamento de energia no ar e seus componentes. A TAE no ar devido às variações de temperatura, S_T , apresentou comportamento semelhante nos dois sítios, quando considerados os mesmos períodos do ano, sendo que, no período seco, foram verificadas maiores amplitudes referentes ao maior aquecimento e resfriamento do ar nesta época do ano. Durante o dia, esta componente apresentou valores predominantemente positivos, cujos máximos foram alcançados no início da manhã (Moore e Fisch, 1986; Michiles e Gielow, 2008), atingindo, no período seco, 36 W m^{-2} no baixio e 34 W m^{-2} no platô, enquanto, no período chuvoso, esses extremos foram de 17 W m^{-2} e 16 W m^{-2} , respectivamente. Como, no baixio, mais radiação passa através da copa, ocorre um maior aquecimento do ar nessa posição topográfica, tanto na estação chuvosa quanto na estação seca. À medida que o ar vai esfriando, S_T passa a apresentar valores negativos, atingindo, dessa forma, o mínimo diário no final da tarde com valores de -34 W m^{-2} e -28 W m^{-2} no baixio, e -23 W m^{-2} e -28 W m^{-2} no platô, respectivamente, para os períodos seco e chuvoso. Durante a noite, S_T é negativo em virtude do resfriamento, mas com valores próximos de zero e ligeiramente maiores no período seco.

No caso da TAE no ar devido às variações de umidade específica, S_q , foram verificados os maiores valores também no início da manhã, porém, antes dos máximos de S_T . No baixio, S_q superou 60 W m^{-2} na estação seca e foi, no máximo, 25 W m^{-2} na estação chuvosa, enquanto que no platô, esses picos atingiram 5 W m^{-2} e 15 W m^{-2} , respectivamente, sendo que, neste último caso, o máximo ocorreu instantes depois de S_T . Após isso, foi verificado um resfriamento por volta do meio dia, quando S_q no platô e no baixio, durante a estação seca, atingiu valores da ordem de -15 W m^{-2} , enquanto que, na estação chuvosa, foram cerca de -7 W m^{-2} . Um segundo pico foi verificado no final da tarde, quando S_q no platô apresentou valores mais elevados que os verificados no início da manhã, concordando com os resultados obtidos por Moore e Fisch (1986) e Michiles e Gielow, (2008). A partir

deste instante, ocorreu novamente um resfriamento do ar, sendo observados os valores máximos de resfriamento no baixio.

Combinando estes dois termos, S_T e S_q , foi obtido que a TAE total no ar, S_a , atingiu os valores máximos por volta de 8 HL, representando, neste instante, a maior fração de R_n durante o dia, tendo sido maior no baixio (46% no período seco e 24% no período chuvoso) enquanto no platô, a TAE total no ar foi 15 e 20% de R_n , respectivamente.

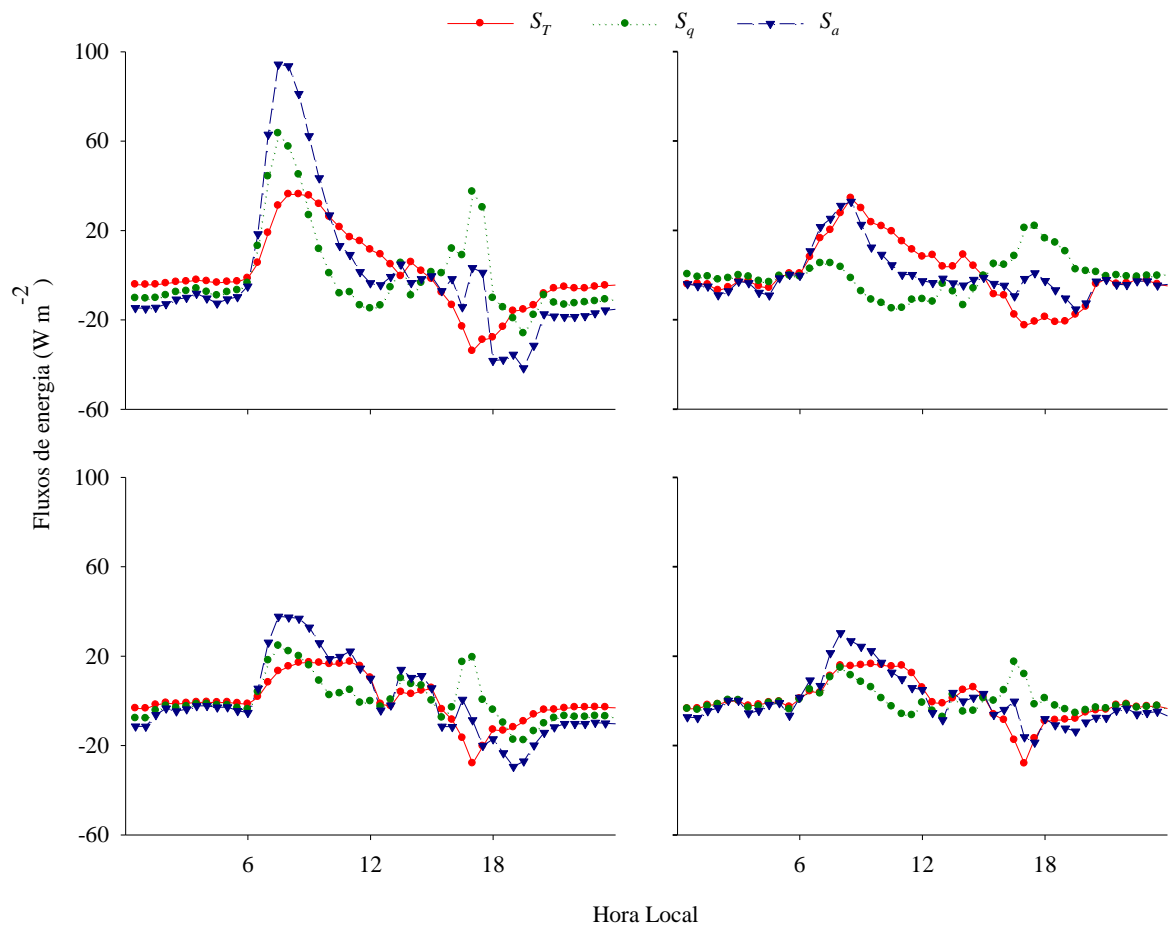


Figura 5.6. Ciclos médios diários da taxa de armazenamento de energia no ar devido às variações de temperatura (S_T), taxa de armazenamento de energia no ar devido às variações de umidade (S_q) e taxa de armazenamento de energia total no ar (S_a), para o baixio (superior) e platô (inferior) nas estações seca (esquerda) e chuvosa (direita).

5.3.7. Taxa de armazenamento de energia na biomassa

Os ciclos diários médios da taxa de armazenamento total de energia na biomassa, bem como os componentes taxa de armazenamento de energia nos troncos (S_{tr}) e na copa (S_c), são apresentados na Figura 5.7. A TAE na copa representou uma fração mais significativa da TAE total na biomassa, S_b , que a TAE nos troncos. No período seco, S_{tr} e S_c atingiram os valores máximos no início da manhã (Michiles e Gielow, 2008; Moore e Fisch, 1986), com picos de, respectivamente, 15 W m^{-2} e 34 W m^{-2} no baixio, e 12 W m^{-2} e 15 W m^{-2} no platô.

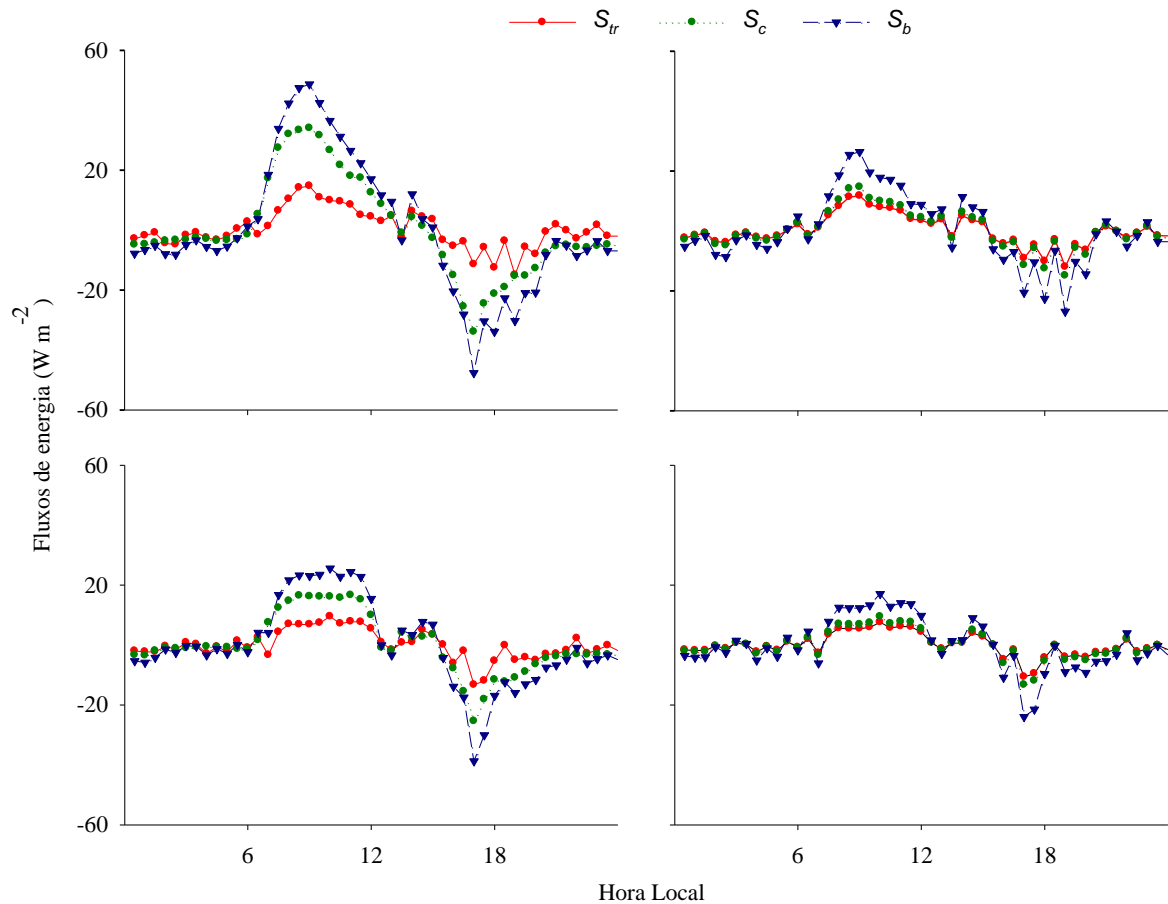


Figura 5.7. Ciclos médios diários da taxa de armazenamento de energia nos troncos (S_{tr}), taxa de armazenamento de energia na copa (S_c) e taxa de armazenamento de energia total na biomassa (S_b), para o baixio (superior) e platô (inferior) nas estações seca (esquerda) e chuvosa (direita)

Um segundo pico pode ser verificado após o meio dia, porém, com valores bem inferiores ao do início da manhã. No final da tarde, foi atingido o máximo de resfriamento e a TAE na biomassa atingiu até -48 W m^{-2} no baixio e -27 W m^{-2} no platô, sendo o resfriamento da TAE na copa mais significativo do que o de S_{tr} . Foi observado que durante a noite, a biomassa no baixio teve mais resfriamento, apresentando, em média, valores em torno de -5 W m^{-2} , enquanto no platô foi verificado um valor médio de -2 W m^{-2} . Na estação chuvosa, foi observada uma situação ligeiramente distinta para os componentes S_{tr} e S_c durante toda a manhã, quando a TAE nos troncos e na copa apresentaram valores elevados do início da manhã até por volta de meio dia, com valor médio de 7 W m^{-2} para S_{tr} e 15 W m^{-2} para S_c , no baixio, enquanto no platô foram 6 W m^{-2} e 7 W m^{-2} . Assim como na estação seca, os valores máximos de resfriamento ocorreram no final da tarde, com valores mais intensos no baixio quando a TAE nos troncos atingiu -13 W m^{-2} e na copa foi de -25 W m^{-2} , enquanto no platô esses valores foram -8 W m^{-2} e -13 W m^{-2} , nessa ordem.

Em termos dos valores de S_c e S_{tr} calculados a cada 30 minutos, foi observado que, em média, no baixio, a TAE na copa correspondeu a 67% de S_b , enquanto 33% de S_b foi devido à TAE nos troncos, para o período seco, e no período chuvoso, essas frações foram 63 e 37%. Para o platô, as frações verificadas foram as mesmas para os dois períodos (S_c equivalente a 56% de S_b e 44% da TAE total na biomassa devidos a S_{tr}). Juntos, S_{tr} e S_c , no início da manhã, representaram a máxima fração de R_n sendo que, no baixio, S_a foi de 26 e 18% do saldo de radiação nos períodos seco e chuvoso, enquanto que, no platô, essas frações foram 9%.

5.3.8. Balanço de energia

Para entender como o saldo de radiação à superfície é particionado no platô e no baixio em diferentes meses, foi calculado o total de todas as componentes do balanço de energia para valores diários e diurnos. A Tabela 5.1 apresenta as frações entre S_a , S_b , P , S_g , G , H e LE e o saldo de radiação para o platô e o baixio nos períodos de 28 de fevereiro a 07 de março de 2007 e de 29 de agosto a 02 de setembro de 2006, como representativos das estações chuvosa e seca, respectivamente. O fluxo de calor latente representou a maior fração de R_n , com valores de 34 e 55% no baixio e platô, durante o período seco, e 65 e 87%, no período chuvoso. O fluxo de calor sensível no baixio e no platô apresentou valores de 26 e 21% de R_n na estação seca, com uma redução nessas frações, na estação chuvosa, para 15 e

16%, respectivamente. Considerando apenas os valores diurnos, o fluxo de calor sensível apresentou diferenças entre baixo e platô de apenas 1% no período seco enquanto permaneceu o mesmo no período chuvoso. Já o fluxo de calor latente, durante o período diurno, foi, no máximo, 6% no período seco, embora no período chuvoso uma variação de até 9% tenha sido verificada no platô. Os demais termos, apesar de terem apresentando uma fração significativa de R_n em alguns horários, representaram, no máximo, 2% do saldo de radiação quando considerados todos os horários; no entanto, para o período diurno, as frações tiveram um aumento, sendo ainda mais significativo no caso do baixo.

Tabela 5.1. Frações entre as componentes do balanço de energia e o saldo de radiação para o platô e baixo nos períodos 28 de fevereiro a 07 de março de 2007 (estação chuvosa) e 29 de agosto a 02 de setembro de 2006 (estação seca).

	Estação seca				Estação chuvosa			
	Baixo (Diário)	Platô (Diário)	Baixo (Diurno)	Platô (Diurno)	Baixo (Diário)	Platô (Diário)	Baixo (Diurno)	Platô (Diurno)
H/R_n	0,26	0,21	0,25	0,20	0,15	0,16	0,15	0,16
LE/R_n	0,34	0,55	0,32	0,49	0,65	0,87	0,59	0,78
G/R_n	-0,01	-0,01	0,00	0,00	-0,02	-0,01	0,00	0,00
P/R_n	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
S_g/R_n	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01
S_a/R_n	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02
S_b/R_n	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02
<i>Soma</i> / R_n	0,65	0,78	0,72	0,75	0,79	1,03	0,86	1,00

A soma dos componentes S_a , G , P , S_g , H , LE e S_b para o platô e baixo se aproximou mais do saldo de radiação durante a estação chuvosa quando, para todas as horas do dia, atingiu 79% no baixo e 103% no platô. Considerando apenas os valores diurnos, essas frações passaram a ser 86 e 100%. Na estação seca, o fechamento atingiu 65 e 78% de R_n no platô e baixo, enquanto que, considerando apenas os valores diurnos, estas frações aumentaram para 72 e 75%. Esses resultados indicam que a redução no fechamento no período seco ocorre em razão dos eventos de precipitação produzir um efeito imediato nos componentes do balanço, principalmente no fluxo de calor latente. A diferença entre os fluxos de calor latente observados nos dois locais estudados, e conseqüentemente no fechamento do

balanço de energia, possivelmente se deve ao fato de que em regiões de terrenos complexos, também devem ser considerados os termos advectivos na equação do balanço de energia. Os fluxos horizontais induzidos pela topografia podem modificar os gradientes verticais no baixio e assim influenciar no fluxo de energia, como por exemplo, a redução de LE verificada neste estudo. Analisando em termos do fechamento do balanço de energia, como o saldo de radiação e o fluxo de calor sensível foram semelhantes nos dois locais, a redução de LE resultou em um excesso de energia no baixio o qual pode estar relacionado com o transporte lateral. Situação semelhante foi verificada por Acevedo et al. (2007) em estudo desenvolvido sobre um pequeno rio na Serra Gaúcha, no qual os autores verificaram a importância da convergência dos fluxos horizontais nessa região.

5.4. Conclusões

As componentes do balanço de radiação entre as estações e entre os locais apresentaram diferenças com mais radiação solar atingindo a superfície durante a estação seca em razão de a nebulosidade ser reduzida nesta época do ano. A radiação refletida foi maior no platô durante os dois períodos devido à maior densidade da vegetação neste local do que em área de baixio. O saldo de radiação foi maior no período mais seco, com uma diferença entre platô e baixio sendo mais visível por volta do meio dia e à noite. No baixio, R_n representou 85 e 87% da radiação solar incidente nos períodos seco e chuvoso, respectivamente, enquanto no platô essas frações foram de 88% em ambos os períodos.

Comparando os termos da equação do balanço de energia obtidos em dois sítios de floresta amazônica, diferentes topograficamente, foi verificada a importância da inclusão de todos os termos aqui considerados, principalmente se tratando de medidas horárias, quando os termos de armazenamento representam uma fração significativa do saldo de radiação à superfície. A maior densidade de vegetação no platô proporcionou ao fluxo de calor latente atingir valores superiores no platô, durante as duas estações sendo maior na estação chuvosa. Já o fluxo de calor sensível apresentou valores semelhantes entre o platô e o baixio, mas com valores maiores na estação seca. A energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração foi semelhante entre os locais na estação seca enquanto na estação chuvosa apresentou pequena variação. O fluxo de calor no solo e taxa de armazenamento de energia na camada superior do solo foram notavelmente superiores no baixio nas duas estações, em resposta à temperatura do solo ser maior no baixio do que no platô devido à maior quantidade de

radiação solar que atinge a superfície do solo em área de baixio em razão da vegetação ser mais aberta neste local. Estas características também influenciaram nas taxas de armazenamento de energia no ar e biomassa, que foram maiores no baixio nas duas estações.

O fechamento do balanço de energia foi obtido no platô durante a estação chuvosa, enquanto no baixio foram encontrados valores inferiores aos observados nos demais sítios experimentais da Amazônia nas duas estações. Isso ocorreu em razão dos baixos valores de fluxo de calor latente, principal componente do balanço de energia, possivelmente devido aos efeitos de advecção de umidade induzidos pela topografia local que alteram os gradientes verticais no baixio, influenciando assim no fluxo de calor latente no baixio.

CAPÍTULO 6

Conclusão e Recomendações

6.1. Conclusão

O objetivo desta tese foi investigar o comportamento e as variações temporais em escala sazonal e interanual das trocas de energia entre a vegetação da floresta amazônica de terra firme e a atmosfera em um sítio experimental na região central da Amazônia. Foram analisados aspectos do fechamento do balanço de energia (Capítulo 2), da aplicação da técnica de cintilometria em comparação com a técnica de covariância de vórtices turbulentos (Capítulo 3), da partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente e de sua variabilidade temporal e interanual (Capítulo 4), e da variabilidade espacial em função da topografia local (Capítulo 5).

Os termos de armazenamento de energia no solo e na camada de ar e de biomassa entre o chão da floresta e o sistema de medição de fluxo de energia, e a energia consumida durante a fotossíntese e liberada na respiração e decomposição, quando totalizados para o período de 24 horas representaram uma pequena fração do saldo de radiação. Porém, em termos horários, contribuíram para a melhoria do fechamento do balanço de energia, embora o fechamento não tenha sido obtido. A persistência do resíduo foi, então, associada à subestimativa de H e LE obtidos pelo CVT, especialmente pela sua limitação na contabilização da contribuição dos vórtices de baixa frequência no cálculo desses fluxos.

Esta subestimativa foi avaliada com a utilização simultânea de um método alternativo de determinação de fluxo de calor sensível, a cintilometria, cujos resultados indicaram valores de fluxo de calor sensível superiores em comparação com o método da CVT. Movimentos

lentos de grandes estruturas na camada limite são melhores amostrados por esta técnica devido a sua maior amostragem espacial, ao longo de uma linha de mais de 1 km de distância, o que não é possível com o CVT, cuja amostragem é pontual. Menores diferenças entre os métodos foram verificadas quando considerados intervalos de tempo maiores na integração dos fluxos pela técnica CVT, permitindo a amostragem de um maior número de vórtices e as contribuições de vórtices de alta e de mais baixa frequência.

Para a análise da variabilidade intra e interanual durante aproximadamente uma década os fluxos H e LE foram corrigidos de maneira a “fechar” o balanço de energia. Em concordância com outros autores que analisaram o comportamento dos termos do balanço de energia em florestas amazônicas, observou-se que embora chegue uma quantidade maior de radiação solar no topo da atmosfera no verão, a maior cobertura de nuvens faz com que o saldo de radiação à superfície seja inferior ao da estação seca da região. Os fluxos H e LE apresentaram o mesmo comportamento sazonal de R_n , com a maior parte da energia sendo utilizada para ETP . A intensidade e duração da estação seca na região central da Amazônia variaram de um ano para outro, resultando na alteração do saldo de radiação à superfície e consequentemente na ETP . Na estação chuvosa a ETP foi inferior a 50% da precipitação, enquanto que na estação seca a perda de água pela superfície superou a quantidade de água precipitada. Indicando assim que g_s e S_{solo} , em geral correlacionados fortemente entre si, não foram fatores limitantes para a ETP que se manteve mais elevada na maior parte da estação seca, associada à alta quantidade de radiação e água no solo disponível e ao elevado déficit de pressão de vapor da atmosfera. Contudo, este padrão foi alterado em alguns períodos que apresentaram redução acentuada da precipitação durante a estação seca. Nesses períodos, a redução do conteúdo de água no solo, S_{solo} , teve como consequência a redução da condutância da superfície, g_s , e da evapotranspiração, ETP .

Uma análise espacial foi feita comparando os termos da equação do balanço de energia obtidos em dois locais diferentes topograficamente, platô e baixio. Embora a distância entre esses locais seja de menos de 1 km, as características dos solos e da vegetação são muito diferentes. No baixio o solo é mais arenoso e a vegetação mais baixa e menos densa que no platô. No platô o solo é mais argiloso e a profundidade do lençol freático é tipicamente superior a 30 m, enquanto que no baixio o solo permanece saturado até bem próximo da superfície a maior parte do ano. Para permitir uma comparação mais fiel dos termos do balanço de energia entre o platô e o baixio, foi necessária a realização de um experimento de armazenamento de energia na biomassa e na camada de ar entre o chão da floresta e o sistema

de medidas de fluxos turbulentos instalado no baixio, uma vez que essas informações já estão disponíveis para a floresta do platô.

O fluxo de calor no solo, taxa de armazenamento de energia na camada superior do solo bem como as taxas de armazenamento de energia no ar e biomassa foram notavelmente superiores no baixio nas duas estações, em resposta à temperatura do solo ser maior no baixio do que no platô devido à maior quantidade de radiação solar que atinge a superfície do solo em área de baixio em razão de a vegetação ser mais aberta neste local. No caso da energia consumida na fotossíntese e liberada na respiração e decomposição, este termo foi semelhante entre os locais na estação seca enquanto na estação chuvosa apresentou pequena variação.

Embora os termos de armazenamento tenham se apresentado significativamente maiores no baixio, o LE , principal componente do balanço de energia, foi consideravelmente menor, resultando em um fechamento do balanço de energia no baixio inferior ao balanço do platô e aos observados nos demais sítios experimentais da Amazônia. Este resultado pode estar associado ao fato de que em regiões de terrenos complexos, também devem ser considerados os termos advectivos na equação do balanço de energia. Os fluxos horizontais induzidos pela topografia podem modificar os gradientes verticais no baixio e assim influenciar no fluxo de energia, como por exemplo, a redução de LE verificada neste estudo. Como o saldo de radiação e o fluxo de calor sensível foram semelhantes nos dois locais, a redução de LE resultou em um excesso de energia no baixio o qual pode estar relacionado com o transporte lateral.

Diante dos resultados, foi verificado que o problema do fechamento do balanço de energia em regiões de floresta não é apenas devido a negligenciar alguns termos de armazenamento como a energia armazenada na camada superior de solo (acima da placa de fluxo de calor no solo), ou na camada de ar e de biomassa entre o chão da floresta e o sistema de medição de fluxo de energia, e a energia consumida no processo de fotossíntese e liberada na respiração e decomposição. Porém, foram verificados indícios de “perda” de fluxos por movimentos de baixa frequência ou convergência de fluxos horizontais, indicando que os mecanismos associados com a discrepância do balanço de energia também afetam os fluxos de outros escalares, de forma que os fluxos de CO_2 estimados utilizando a mesma técnica aplicada à determinação dos fluxos de energia podem conter erros similares.

6.2. Recomendações

Os resultados e conclusões apresentados neste estudo abordam análises das componentes do balanço de energia nas estações seca e chuvosa; comparação de medidas de fluxo de calor sensível obtidas utilizando duas técnicas diferentes; estudo da variabilidade sazonal e interanual de variáveis meteorológicas e de fluxos de energia; e análise das componentes do balanço de energia em platô e baixio. Os resultados obtidos são importantes para o aprimoramento do conhecimento da interação biosfera-atmosfera na Amazônia e para os esforços de modelagem climática, em especial dos modelos acoplados superfície-atmosfera. Dessa forma, para trabalhos futuros sugere-se:

- a) Realizar medidas da temperatura do tronco de espécies dominantes, temperatura e umidade do ar em diferentes níveis para cada local de estudo da interação superfície-atmosfera nos diferentes sítios experimentais em regiões de floresta;
- b) Analisar a contribuição de diferentes escalas de movimento para o transporte de energia e massa sobre a Floresta Amazônica utilizando decomposição multiresolução;
- c) Utilizar uma série maior de dados coletados nas torres do baixio e platô, no sítio experimental K34 do Programa LBA, para comparação dos fluxos de energia entre os dois locais.
- d) Avaliar os termos de advecção de energia e massa para estudo da interação superfície-atmosfera em áreas de baixio.

Referências bibliográficas

Acevedo, O.C.; Moraes, O.L.L.; da Silva, R.; Fitzjarrald, D.R.; Sakai, R.K.; Staebler, R.M.; Czikowsky, M.J. 2004. Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. *Global Change Biology*, 10: 1-9.

Acevedo, O.C.; Moraes, O.L.L.; da Silva, R.; Anabor, V. Bittencourt, D.P.; Zimmemann, H.; Magnago, R.O.; Degrazia, G. 2007. Surface to Atmosphere Exchange in a River Valley Environment. *Journal of Applied Meteorology*, 46: 1169-1181.

Alvalá, R.C.S.; Gielow, R.; Wright, I.R.; Hodnett, M.G. 1996. Thermal diffusivity of Amazonian soils. *In: Gash, J.H.C ; Nobre, C.A ; Roberts, J ; Victoria, R.L. (Eds) Amazonian deforestation and climate*. Chichester, John Wiley, p. 139–150.

Andreas, E.L. 1988. Estimating C_n^2 over snow and sea ice from meteorological data. *J. Opt. Soc. Am.* 5: 481-495.

Andreas, E.L. 1989. Two-wavelength method of measuring path-averaged turbulent surface heat fluxes. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 6: 280-292.

Araújo, A.C., 2009. *Spatial variation of CO₂ fluxes and lateral transport in an area of terra firme forest in Central Amazonia*. Tese de doutorado, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, 156 pp.

Araujo, A.C.; Nobre, A.D.; Kruijt, B.; Elbers, J.A.; Dallarosa, R.; Stefani, P.; von Randow, C.; Manzi, A.O.; Culf, A.D.; Gash, J.H.C.; Valentini, R.; Kabat, P. 2002. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonia rainforest: the Manaus LBA site. *J. Geophys. Res.* 107 (D20):58-1-58-20.

Arya, S.P. 2001. *Introduction to micrometeorology*. San Diego, Academic Press, 307 pp.

Aubinet, M.; Grelle, A.; Ibrom, A.; Rannik, Ü.; Moncrieff, J.; Foken, T.; Kowalski, A.S.; Martin, P.H.; Berbigier, P.; Bernhofer, C.; Clement, R.; Elbers, J.; Granier, A.; Grunwald, T.; Morgenstern, K.; Pilegaard, K.; Rebmann, C.; Snijders, W.; Valentini, R.; Vesala, T. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30: 113–175.

Baldocchi, D.D.; Hicks, B.B.; Meyers, T.P. 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods, *Ecology*, 69: 1331-1340.

Baldocchi, D.; Falge E.; Wilson, K. 2001. A spectral analysis of biosphere-atmosphere trace gas flux densities and meteorological variables across hour to multi-year time scales. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107: 1-27.

Beyrich, F.; De Bruin, H.A.R.; Meijninger, W.M.L.; Schipper, J. 2002. Results from one-year continuous operation of a large-aperture scintillometer over a heterogeneous land surface. *Boundary-Layer Meteorol.* 105: 85-97.

Bravard, S.; Righi, D. 1989. Geochemical differences in a Oxisol-Spodosol Toposequence of Amazônia, Brazil. *Geoderma*, 44 (1): 29-42.

Cain, J.D.; Rosier, P.T.W.; Meijninger, W.M.L.; De Bruin, H.A.R.; 2001. Spatially averaged sensible heat fluxes measured over barley. *Agric. For. Meteorol.*, 107: 307-322.

Campbell, G.S. 1985. *Soil physics with BASIC: Transport models for soil*. Amsterdam: Elsevier, 150 pp.

Campbell, G.S.; Norman, J.M. 1998. *An introduction to environmental biophysics*. New York: Springer-Verlag, 286 pp.

Chauvel, A. 1982. Os latossolos amarelos, alio, argilosos dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. *Acta Amazônica*, 12 (3): 47-60.

Chauvel, A.; Lucas, Y.; Boulet, R. 1987. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. *Experientia*, 43:234-241.

Clifford, S.F., 1971. Temporal-frequency spectra for a spherical wave propagating through atmospheric turbulence. *J. Opt. Soc. Amer.*, 61 (10) : 1285-1292.

Culf, A D.; Fisch, G.; Hodnett, M.G. 1995. The albedo of Amazonian forest and ranch land. *Journal of climatology*. 8: 1543-1554.

Culf, A.D.; Foken, T.; Gash, J.H.C. 2004. The energy balance closure problem. *In: Vegetation, water, humans and the climate*. Kabat, P.; Claussen, M.; Dirmeyer, P.A.; Gash, J. H. C.; Deguenni, L. B.; Meybeck, M.; Pielke Sr., R. A.; Vörösmarty, C. H.; Hutjes, R. W. A.; Lütkemeyer, S. (Eds). *A new perspective on an interactive system*, Springer, Berlin, Heidelberg, p. 159-166.

Culf, A.D.; Esteves, J.L ; Marques Filho, A.O. ; Rocha, H.R. 1996. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. *In: Gash, J.H.C ; Nobre, C.A ; Roberts, J ; Victoria, R.L. (Eds) Amazonian deforestation and climate*. Chichester, John Wiley, p. 175–191.

De Bruin, H.A.R., 2002. Introduction, renaissance of scintillometry. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105: 1-4.

De Bruin, H.A.R.; Kohsiek, W.; Van den Hurk, B.J.J.M. 1993. A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Boundary-Layer Meteorol.*, 63: 231-257.

De Bruin, H.A.R.; Moore, C. J. 1985. Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. *Boundary-Layer Meteorol.*, 31: 39-49.

De Bruin, H.A.R.; Van den Hurk, B.J.J.M.; Kohsiek, W. 1995. The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Boundary-Layer Meteorol.*, 76: 25-40.

Dirmeyer, P.A.; Brubaker, K.L. 2007. Characterization of the Global Hydrologic Cycle from a Back-Trajectory Analysis of Atmospheric Water Vapor. *J. Hydrometeorology* 8(1): 20-37.

Falge, E.; Baldocchi D.; Olson R.; Anthoni P.; Aubinet M.; Bernhofer C.; Burba G.; Ceulemans R.; Clement R.; Dolman H.; Granier A.; Gross P.; Grunwald T.; Hollinger D.; Jensen N.-O.; Katul G.; Keronen P.; Kowalski A.; Ta Lai C.; Law B.E.; Meyers T.; Moncrieff J.; Moors E.; William Munger J.; Pilegaard K.; Rannik U.; Rebmann C.; Suyker A.; Tenhunen J.; Tu K.; Verma S.; Vesala T.; Wilson K.; Wofsy S. 2001: Gap filling strategies for longterm energy flux data sets. *Agric. For. Meteorol.*, 107: 71–77.

Figuerola, S. N.; Nobre, C. A. 1990. Precipitations distribution over Central and Western Tropicak South América. *Climanálise- Boletim de monitoramento e Análise Climática*, 5(6): 36-45.

Finningan, J. J. 2008. An introduction to flux measurements in difficult conditions. *Ecol. Appl.*, 18(6): 1340-1350.

Finningan, J. J.; Clement, R.; Malhi, Y.; Leuning, R.; Cleugh, H.A. 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I. Averaging and coordinate rotation. *Bound.-Layer Meteorol.* 107: 1–48.

Fisch,G.; Marengo, J.A.; Nobre, A.C. 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica* 28(2): 101-126.

Foken, T. 1990. Turbulenter Energieaustausch zwischen (in german). *Atmosphere and Unterlage. Ber. Dtsch. Wetterd.* 180: 287.

Foken, T. 2008. The energy balance closure problem: An overview. *Ecol. Appl.* 18: 1351-1367.

Garstang , M.; Fitzjarrald, D.R. 1999: *Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics*, Oxford University Press, New York, 405 pp.

- Halldin, S.; Lindroth, A. 1992. Errors in net radiometry, comparison and evaluation of six radiometer designs. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 9 (6): 762-783.
- Hartogensis, O.K. 2006. *Exploring scintillometry in the stable atmospheric surface layer*. Tese e doutorado, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Holanda 240 pp.
- Hartogensis, O.K.; Watts, C.J.; Rodriguez, J.C.; De Bruin, H.A.R. 2003. Derivation of the effective height for scintillometers: La Poza experiment in Northwest Mexico, *J. Hydrometeorol.*, 4: 915-928.
- Hasler, N.; Avissar, R. 2007. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin. *J. Hydrometeorol.*, 8: 380-395.
- Heusinkveld, B.G.; Jacobs, A.F.G., Holtslag, A.A.M.; Berkowicz, S.M. 2004. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agr. Forest. Meteorol.* 122: 21–37.
- Higuchi, N.; dos Santos, J.; Ribeiro, R.J.; Freitas, J.V.; Vieira, G.; Coic, A.; Minette, L.J. 1997. Crescimento e Incremento de uma Floresta Amazônica de Terra-Firme Manejada Experimentalmente. *In: Biomassa de Nutrientes Florestais*. INPA/ DFID, p. 89–132.
- Hill, R.J. 1992. Review of Optical Scintillation Methods of Measuring the Refractive-Index Spectrum, Inner Scale and Surface Fluxes. *Waves in Random Media*, 2(3): 179–201.
- Hill, R.J. 1997. Algorithms for Obtaining Atmospheric Surface-Layer Fluxes from Scintillation Measurements. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 14: 456–467.
- Hill, R. J.; Ochs, G.R.; Wilson, J.J. 1992. Measuring Surface-Layer Fluxes of Heat and Momentum Using Optical Scintillation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 58: 391–408.
- Hodnett M.G.; da Silva, P.L.; Rocha, H.R.; Senna, R.C. 1995. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonia rainforest and pasture. *Journal of Hydrology*, 170: 233–254.

Hsieh, C.I.; Katul, G.; Chi, T. 2000. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Adv. Water Resour.*, 23: 765–772.

Jardim, F.C.S.; Hosokawa, R.T. 1986. Estrutura da floresta equatorial úmida da Estação Experimental de Silvicultura Tropical do INPA. *Acta Amazônica*, 16/17:411-508.

Jarvis, P.G.; Massheder, J.M.; Hale, S.E.; Moncrieff, J.B.; Rayment, M.; Scott, S.L. 1997. Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of boreal black spruce forest. *J. Geophys. Res.* 102(24): 28953–28966.

Kanda, M.; Inagaki, A.; Letzel, M.O.; Raasch, S.; Watanabe, T. 2004. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Bound.Layer Meteorol.* 110: 311–404.

Katul, G.; Hsieh, C.I.; Bowling, D.; Clark, K.; Shurpali, N.; Turnipseed, A.; Albertson, J.; Tu, K.; Hollinger, D.; Evans, B.; Offerle, B.; Anderson, D.; Ellsworth, D.; Vogel, C.; Oren, R. 1999. Spatial variability of turbulent fluxes in the roughness sublayer of an even-aged pine forest. *Boundary-Layer Meteorol.*, 93: 1–28.

Keller, M.; Alencar, A.; Asner, G. P.; Braswell, B.; Bustamente, M.; Davidson, E.; Feldpausch, T.; Fernández, E.; Goulden, M.; Kabat, P.; Kruijt, B.; Luizao, F.; Miller, S.; Markewitz, D.; Nobre, A. D.; Nobre, C. A.; Priante Filho, N.; Rocha, H.; Silva Dias, P.; von Randow, C.; Vourlitis, G. L., 2004: Ecological research in the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia: Early results. *Ecol. Appl.*, 14: S3–S16.

Kohsiek, W.; Meijninger, W.M.L.; De Bruin, H.A.R.; Beyrich, F. 2006. Saturation of the Large-Aperture Scintillometer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 121: 111-126.

Kruijt, B.; Elbers, J.A.; von Randow, C.; Araujo, A.C.; Oliveira, P.J.; Culf, A.; Manzi, A.O.; Nobre, A.D.; Kabat, P.; Moors, E.J. 2004. The robustness of eddy correlation fluxes for Amazon rain forest conditions. *Ecological Applications* 14(4): S101-S113.

Kukharets, V.P.; Nalbandyan, H.G.; Foken, T. 2000. Thermal interactions between the underlying surface and a nonstationary radiation flux. *Atmospheric and Oceanic Physics*. 36: 318-325.

Leitão, M.M.V.B.R. 1999. Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta amazônica: campina, campinarana e mata densa. *Rev. Bras. Geof.*, 17 (1): 84-85.

Leuning, R.; King, K. 1992. Comparison of eddy-covariance measurements of CO₂ fluxes by open- and closed-path CO₂ analysers. *Bound.-Layer Meteorol.*, 59: 297-311.

Liebenthal, C.; Foken, T. 2007. Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. *Theor. Appl. Climatol.* 88: 43–56.

Luizão, R.C.C. Luizão, F.J.; Paiva, R.Q.; Monteiro, T.F.; Sousa, L.S.; Kruijt, B. 2004. Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. *Global Change Biology*, 10: 592-600.

Magalhães, L.M.S.; Blum, W.E.; Higuchi, N.; Santos, J. 1998. Relações entre o solo e a floresta no estabelecimento de unidade de paisagens florestais, na Amazônia. *Floresta e Ambiente*, 5: 89-103.

Mahrt, L., 1998. Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 15: 416-429.

Malhi, Y.; Nobre, A.D.; Grace, J.; Kruijt, B.; Pereira, M.G. P.; Culf, A.; Scott, S. 1998. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. *J. Geophys. Res.*, 103: 31593-31612.

Malhi, Y.; McNaughton, K.G.; von Randow, C. 2004. Low frequency atmospheric transport and surface flux measurements. *In: Lee, X.; Massman, W.; Law, B. (Eds). Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holanda, p 101-118.

Malhi, Y.; Pegoraro, E.; Nobre, A.D.; Pereira, M.G.P; Grace, J.; Culf, A.D.; Clement, R. 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rainforest. *Journal of Geophysical Research*. 107(D20): 8061.

Marengo, J. 2000. Characteristics and variability of the atmospheric water balance of the Amazon Basin. *In* Extended Abstracts of the 6th International Conference on Southern Hemisphere. Meteorology and Oceanography, 3-7 April 2000, Santiago, Chile. AMS Publ., 284-285.

Marques Filho, A.O.; Dallarosa, R.G.; Pachêco, V.B. 2005. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta: Reserva Biológica do Cuieiras – ZF2, Manaus. *Acta Amazonica*, 35 (4): 427- 436.

Mauder, M.; Foken, T. 2006. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. *Meteorologische Zeitschrift*. 15: 597-609.

McMillen, R. T., 1988. An Eddy-Correlation Technique with Extended Applicability to Non-Simple Terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 43: 231-245.

McPhaden, M. J. 2004. Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 677 - 695.

McWilliam, A.L.; Roberts, J.M.; Cabral, O.M.R.; Leitao, M.V.B.R.; da Costa, A.C.L.; Maitelli, G.T.; Zamparoni, C.A.G.P. 1993. Leaf Area Index and above ground biomass of *terra firme* rain forest and adjacent clearings in Amazonia, *Funct. Ecol.*, 7: 310-317.

Meijninger, W.M.L.; Hartogensis, O.K.; Kohsiek, W.; Hoedjes, J.C.B.; Zuurbier, R.M.; De Bruin, H.A.R. 2002. Determination of area averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface – Flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105: 37-62.

Meyers, T.P.; Hollinger, S.E. 2004. An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. *Agr. Forest. Meteorol.* 125: 105-115.

Michiles, A.A.S. 2004. *Taxas de armazenamento de energia e fluxos de calor nos troncos em floresta de terra firme na Amazônia Central*. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 215pp.

Michiles, A.A.S. 2009. *Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de Floresta de Terra Firme na Amazônia*. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 184pp.

Michiles, A.A.S.; Gielow, R. 2008. Above-ground thermal energy storages rates, trunk, heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. *Agr. Forest. Meteorol.* 148: 917-930.

Miranda, E.V. 2002 *Padrão de desenvolvimento radial horário de fuste de três espécies florestais típicas da Amazônia utilizando dendômetros automáticos*. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/UFAM, Manaus, Amazonas, 76pp.

Moncrieff, J. B., Massheder, J. M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A., 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. Hydrol.*, 189, 589-611.

Moore, C.J. 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Bound.-Layer Meteorol*, 37: 17-35.

Moore, C.J.; Fisch, G. 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. *Agr. Forest. Meteorol.* 38: 147-169.

Nakaya, K.; Suzuki, C.; Kobayashi, T.; Ikeda, H.; Yasuike, S. 2006. Application of a displaced-beam small aperture scintillometer at a deciduous forest under unstable atmospheric conditions. *Agric.Forest Meteorol.* 136: 45–55.

Nakaya, K.; Suzuki, C.; Kobayashi, T.; Ikeda, H.; Yasuike, S. 2007. Spatial averaging effect on local flux measurement using a displaced-beam small aperture scintillometer above the forest canopy. *Agric.Forest Meteorol.* 145: 97–109.

Nascimento, H.E.M.; Laurance, W.F. 2004. Biomass dynamics in Amazonian forest fragments. *Ecological Applications*, 14: 127-138.

Nepstad, D.C.; Carvalho, C.R.; Davidson, E.A.; Jipp, P.H.; Lefebvre, P.A.; Negreiros, G.H.; da Silva, E.D.; Stone, T.A.; Trumbore, S.E.; Vieira, S. 1994: The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372: 666–669.

Nieveen, J.P.; Green, A.E.; Kohsiek, W. 1998. Using a large-aperture scintillometer to measure absorption and refractive index fluctuations. *Boundary-Layer Meteorol.*, 87: 101-116.

Ochs, G.R.; Wilson, J.J. 1993. A Second-Generation Large Aperture Scintillometer, NOAA. Tech. Memor. ERL ETL-232, NOAA Environmental Research Laboratories, Boulder, CO, USA, 24 pp.

Oliveira, M.B.L.; Santos, A.J.B., Manzi, A.O.; Alvalá, R.C.S.; Correia, M. F.; Moura, M.S. B. 2006. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 21: 166-174.

Panin, G.N.; Tetzlaff, G.; Raabe, A. 1998. Inhomogeneity of the land surface and problems in the parameterization of surface fluxes in natural conditions. *Theor. Appl. Climatol.* 60: 163-178.

Pasquill, F. 1974. *Atmospheric Diffusion*, New York, USA, 437 pp.

Ranzani, G. 1980. Identificação e caracterização de alguns solos da Estação experimental de Silvicultura Tropical do INPA. *Acta Amazonica*, 10 (1): 7-4.

Raupach, M.R.; Thom, A.S., 1981. Turbulence in and above plant canopies. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 13: 97-129.

Reichstein, M.; Falge, E.; Baldocchi, D.; Papale, D.; Aubinet, M.; Berbigier, P.; Bernhofer, C.; Buchmann, N.; Gilmanov, T.; Granier, A.; Gruñwald, T.; Havrankova, K.; Ilvesniemi, H.; Janous, D.; Knohl, A.; Laurila, T.; Lohila, A.; Loustau, D.; Matteucci, G.; Meyers, T.;

Miglietta, F.; Ourcival, J.M.; Pumpanen, J.; Rambal, S.; Rotenberg, E.; Sanz, M.; Tenhunen, J.; Seufert, G.; Vaccari, F.; Vesala, T.; Yakir, D.; Valentini, R. 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biol.* 11:1424–1439.

Ribeiro, J.E.L.S.; Hopkins, M.J.G.; Vicentini, A.; Sothers, C.A.; Costa, M.A.S.; Brito, J.M.; Souza, M.A.D.; Martins, L.H.; Lohmann, L.G.; Assunção, P.A.; Pereira, E.C.; Silva, C.F.; Mesquita, M.R.; Procópio, L.C. 1999. *Flora da Reserva Ducke: Guia de identificação das plantas vasculares de uma floresta de terra firme na Amazônia Central*. INPA-DFID, Manaus, 800 pp.

Rocha, H.R.; Goulden, M.L.; Miller S.D.; Menton M.C.; Oliveira Pinto L.D.V.; de Freitas H.C.; Figueira A.M.S. 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecol. Appl.* 14: S22-S32.

Rocha, H.R.; Manzi, A.O.; Cabral, O.M.; Miller S.D.; Goulden, M.L.; Saleska, S.R.; Coupe, N.R.; Wofsy, S.C.; Borma, L.S.; Artaxo, P.; Vourlitis, G.; Nogueira, J.S.; Cardoso, F.L.; Nobre, A.D.; Kruijt, B.; Freitas H.C.; von Randow, C.; Aguiar, R.G., Maia, J.F. 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J. Geophys. Res.*, 114(G00B12): 1-8.

Sakai, R.K.; Fitzjarrald, D.R.; Moore, K.E. 2001. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. *J Appl Meteor.*, 40: 2178–2192.

Salati, E.; Marques, J. 1984. Climatology of the Amazon region. *In: Sioli, H. (Ed). The Amazon-Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk Publishers, 763p.

Santos, R. C.; Viswanadham, Y.; Santos, J. M. 1991. Energy balance storage term in the Amazon Forest. *In: Conference on agricultural and forest meteorology*, Salt Lake City, USA. American Meteorological Society, 1: 203-206.

Santos, J. 1996. *Análise de modelos de regressão para estimar a fitomassa da floresta tropical úmida de terra-firme da Amazônia brasileira*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Viçosa, 121 pp.

Schotanus, P.; Nieuwstadt, F.T.M.; de Bruin, H.A.R. 1983. Temperature measurements with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Bound.-Layer Meteorol.*, 26: 81-93.

Seluchi, M.E.; Marengo, J.A. 2000. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *J. Climatol.*, 20:1167-1190.

Souza, J.S. 2004. *Dinâmica espacial e temporal do fluxo de CO₂ do solo em floresta de terra firme na Amazônia Central*. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 74pp.

Tello, J.C.R. 1995. *Aspectos fitossociológicos das comunidades vegetais de uma toposequência da Reserva Florestal Ducke do INPA*. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 335 pp.

Thiermann, V.; Grassl, H. 1992. The measurements of turbulent surface-layer fluxes by use of bichromatic scintillation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 58: 367-389.

Tomasella, J.; Hodnett, M.G.; Cuartas, L.A.; Nobre, A.D.; Waterloo, M.J.; Oliveira, S.M. 2007. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrol. Process.*, 22: 2133-2147.

Twine, T.E.; Kustasb, W.P.; Normanc, J.M.; Cookd, D.R.; Housere, P.R.; Meyersf, T.P.; Pruegerg, J.H.; Starksh, P.J.; Weselyd, M.L. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteorol.*, 103: 279–300.

Van der Molen, M.; Gash, J.; Elbers, J. 2004. Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement. II. The effect of introducing an angle of attack dependent calibration, *Agric For. Meteorol.*, 112, 95-109.

Veenendaal, E.M.; Kolle, O.; Lloyd, J. 2004. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. *Glob. Change Biol.* 10: 318-328.

Vicentini, A. 2001. As Florestas de Terra Firme. *In: Oliveira, A.A.; Daly, D.C. (Eds). Florestas do Rio Negro*, Companhia das Letras, UNIP, São Paulo, p. 143-177.

Viswanadham, Y.; Molion, L. C. B.; Manzi, A. O.; Sá, L. D. A.; Silva Filho, V. P.; André, R. G. B.; Nogueira, J. L. M.; Santos, R. C. 1990. Micrometeorological measurements in Amazonian forest during GTE/ABLE 2A Mission. *J. Geophys. Res.*, 95(D9): 13669-13682.

von Randow, C.; Kruijt, B.; Holtslag, A.A.M. 2006. Low-frequency modulation of the atmospheric surface layer over Amazonian rain forest and its implication for similarity relationships. *Agric. For. Meteorol.*, 141: 192-207.

von Randow, C.; Kruijt, B.; Holtslag, A.A.M.; Oliveira, M.B.L. 2008. Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest. *Agr. Forest. Meteorol.* 148: 680-690.

von Randow, C.; Manzi, A.O.; Kruijt, B.; Oliveira, P.J.; Zanchi, F.B.; Silva, R.L.; Hodnett, M.G.; Gash, J.H.C.; Elberts, J.A.; Waterloo, M.J.; Cardoso, F.L.; Kabat, P. 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.* 78: 5-26.

von Randow, C.; Sa, L.D.A.; Gannabathula, P.; Manzi, A.O.; Arlino, P.R.A.; Kruijt, B. 2002. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia – 1. Diurnal conditions. *J. Geophys. Res.* 107(0): 8062.

Wang, T.; Ochs, G.; Clifford, S. 1978. A saturation-resistant optical scintillometer to measure C_n^2 . *J. Opt. Soc. Am.*, 68: 334–338.

Webb, E.K.; Pearman, G.I.; Leuning, R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 85-100.

Wesely, M.L. 1976a. A comparison of two optical methods for measuring line averages of thermal exchanges above warm water surfaces. *J. Appl. Meteorol.* 15: 1177–1188.

Wesely, M.L. 1976a. The combined effect of temperature and humidity on the refractive index. *J. Appl. Meteorol.* 15: 43-49.

Wesely, M.L. 1976b. A comparison of two optical methods for measuring line averages of thermal exchanges above warm water surfaces. *J. Appl. Meteorol.* 15: 1177-1188.

Williams, M.S.; Malhi, Y.; Nobre, A.D.; Rastette, E.B.; Grace, J.; Pereira, M.G.P. 1998 Seasonal variation in net carbon exchange and evapotranspiration in a Brazilian rain forest: a modeling analysis. *Plant, Cell and Environment*, 21: 953-968.

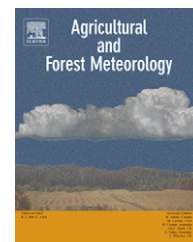
Wilson, K. B.; Baldocchi, D.D. 2000. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. *Agric. For. Meteorol.*,100: 1–18.

Wingaard, J.C.; Clifford, S.F. 1978. Estimating momentum, heat and moisture fluxes from structure parameters. *J. Atm. Sci.*, 35: 1204-1211.

Anexo A – Artigo publicado em periódico internacional

Revista: Agricultural and Forest Meteorology

Título: Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest.

available at www.sciencedirect.comjournal homepage: www.elsevier.com/locate/agrformet

Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest

Celso Von Randow^{a,c,*}, Bart Kruijt^a,
Albert A.M. Holtslag^b, Maria Betânia L. de Oliveira^c

^aESS-CC, Wageningen University and Research Centre, P.O. Box 47, 6700 AA, Wageningen, The Netherlands

^bMeteorology and Air Quality Group, Wageningen University and Research Centre, Building 104, Droeendaalsesteeg 4, 6701 AP, Wageningen, The Netherlands

^cInstituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, LBA Office, Av Andre Araújo 2936, Campus II, 69060-001, Manaus, AM, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 26 December 2006

Received in revised form

22 November 2007

Accepted 24 November 2007

Keywords:

Surface layer

Energy balance

Scintillometer

Amazonian forest

ABSTRACT

A large-aperture scintillometer (LAS) is used to estimate the surface sensible heat fluxes in an Amazonian rain forest site, and these fluxes are compared with an eddy-covariance system (EC) to analyze conditions of low-frequency modulation in the surface layer. The results show that the flux estimates from the EC are often lower than from the LAS. The differences between EC and LAS tend to increase with decreasing correlation between vertical wind and temperature (r_{wT}). Using different averaging times on EC calculations, we observe that the largest differences between the LAS and the EC fluxes are found for 10-min averages, less so for 30-min averages, while 1-h averages give the smallest differences. The results are attributed to the spatial averaging effect of the LAS. Generally, the results suggest that r_{wT} can be used as an indicator of the importance of low-frequency motions in the surface layer. Evaluating the energy balance for different ranges of r_{wT} , we found that its closure improves when data with increasingly higher r_{wT} are used. In addition, a methodology has been developed to correct the scintillometer signals for the effect of tower vibrations.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

For several years now, the energy and carbon fluxes between the surface and the atmosphere have been measured in a rain forest area in the central Amazon (the LBA K34 site), located about 60 km north of Manaus, Brazil, using the eddy-covariance (EC) technique. However, just as in several other complex terrain sites in the world, the flux measurements are still subject to large uncertainties, especially due to the heterogeneous aspect of the topography in the region (*terra firme* plateau areas dissected by valleys with very wet soils).

The limitations and uncertainties in flux measurements over complex surfaces have been discussed in recent papers (e.g. Mahrt, 1998; Finnigan et al., 2003; Kruijt et al., 2004).

The atmospheric boundary layer over Amazonian forest frequently contains slowly moving large eddies caused by strong convective motions and/or local circulations induced by the heterogeneity of the surface. These motions occur at time scales longer than the usual turbulent time scales and are here referred to as *low-frequency motions*. Unfortunately, it is still difficult to quantify their effects on the turbulent exchange processes in the surface layer. In some cases,

* Corresponding author at: INPA, LBA Office, Av. Andre Araujo 2936, Campus II, 69060-001, Manaus, AM, Brazil. Tel.: +55 92 36433623; fax: +55 92 32365131.

E-mail address: cvsrandow@gmail.com (C. Von Randow).

0168-1923/\$ – see front matter © 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

doi:10.1016/j.agrformet.2007.11.011

especially those characterized by poor turbulent mixing of the atmosphere, there are indications that the low-frequency variations contribute up to 30% of the total covariance in Amazonian forests (Von Randow et al., 2002; Finnigan et al., 2003). However, it is not always clear to what extent these variations represent actual transport that should be accounted for to evaluate the total exchange in budget studies, or non-stationarities in the signals that should be disregarded in the flux calculations.

In the presence of slowly passing eddies, it is therefore not easy to choose an averaging time scale to define the ‘mean’ and ‘fluctuation’ parts in eddy-covariance calculations. The time scale should be long enough to sample a sufficiently large number of eddies passing by the sensors to provide stable statistics of the exchange. However, the longer the averaging time chosen, the bigger the uncertainties in the flux calculations will be, due to non-stationarity of the signals. In literature, typical averaging time values used are 30 or 60 min. In certain conditions, however, these time scales might be too short to properly sample slow moving turbulent organized structures (TOS) (Kanda et al., 2004). Using numerical experiments with large eddy simulation, the latter authors showed that the temporally averaged flux based on a single tower measurement systematically underestimates the spatially averaged heat flux. They explained the underestimation by the behavior of turbulent organized structures. Non-homogeneity in surface heat flux or topography may cause convective cells to lock into fixed positions on the landscape (Malhi et al., 2004).

An alternative method to estimate the surface heat fluxes that may have advantages over single-tower eddy-covariance is the *scintillometry* method. A scintillometer is an instrument that can measure the amount of scintillations in the air by emitting a beam of light over a horizontal path of the order of a few meters to 10 km (Hill, 1992; De Bruin, 2002). The scintillations recorded by the instrument can be related to the structure parameter of the refractive index of air (C_n^2), which is mainly dependent on fluctuations in air temperature and humidity. The main advantage of the scintillometer is that it provides a measurement that represents a *spatial* average of the turbulent eddies along the whole path. For this reason, it is not necessary to use a long time scale to sample a large number of eddies, and we expect a better estimate of the turbulence structure by the scintillometer in conditions of poor mixing.

The theoretical basis and initial applications of the scintillometer method to estimate fluxes were developed in the 1970s; see for example papers by Wesely (1976a,b), Wingard and Clifford (1978), Wang et al. (1978) and an overview by Hill (1997). Different scintillometer types have been developed, providing information on the inner scale of turbulence (l_0) and the structure parameter of the refractive index of air (C_n^2). To estimate heat fluxes from the measured C_n^2 , however, a similarity relationship between the two quantities is necessary. Measurements using different types of scintillometers have been successfully made over relatively uniform sites (e.g. Andreas, 1989; Hill et al., 1992; De Bruin et al., 1995) using the Monin-Obukhov similarity (MOS) theory, but in more complex sites, MOS theory must be applied with caution. Cain et al. (2001) highlighted that LAS flux estimates agreed with EC fluxes only when an ‘effective’ displacement height (d) –

properly derived from their sonic anemometers – is used in the calculations, even though their estimated d was higher than the vegetation height. Meijninger et al. (2002) presented experimental evidence that above a concept blending height, MOS yields good results above a heterogeneous flat surface. But still, even below the blending height, the results of Meijninger et al. (2002) indicated only relatively small violation of MOS and satisfactory estimates of the fluxes, if they carefully considered the weighted footprint of the scintillometer.

Recently, Nakaya et al. (2006) and Nakaya et al. (2007) used a displaced-beam small-aperture scintillometer (DBSAS), with a path length of 86 m, in combination with an EC system above a deciduous forest canopy and found that the DBSAS measures higher dissipation rates than the EC when the wind is perpendicular to the scintillometer path, especially in conditions of poor mixing. The authors attributed the results to the larger footprint area of the scintillometer better sampling the spatial variability of turbulent eddies. A disadvantage of the DBSAS is that saturation of the signal occurs at path lengths longer than 250 m. For large-aperture scintillometers (LAS) saturation occurs at much longer path lengths (~5–10 km, see for example Ochs and Wilson, 1993; Kohsiek et al., 2006), and for that reason, the LAS is more appropriate to be used at greater heights and longer path lengths above tall forests.

The objective of this paper is to present measurements of a LAS, with a path length of 1140 m, installed next to the EC system at the K34 site in central Amazonia, analyzing the conditions of low-frequency variations and discussing the capability of the LAS to spatially average turbulent signals. We also present a methodology to correct the scintillometer measurements for the effect of vibrations in the tower.

2. Theoretical background

2.1. Fluxes using scintillometry

The estimation of fluxes with the scintillometer is based on the measurement of the fluctuations of intensity of an electromagnetic radiation beam, also known as *scintillations*. Detailed descriptions of the measurement principle and of different types of scintillometers are found in many papers (e.g. Wesely, 1976a; Andreas, 1989; Hill, 1992, 1997).

A large-aperture scintillometer consists of a transmitter and a receiver, installed at a certain height z_{LAS} . The relationship between the measured variance of the logarithmic intensity fluctuations σ_{lnI}^2 and the structure parameter of the refractive index of air C_n^2 is obtained from the equation of propagation of a spherical wave through a medium with random refractive index fluctuations. For a LAS with equal transmitting and receiving apertures, Wang et al. (1978) derives

$$C_n^2 = 1.12\sigma_{\text{lnI}}^2 D^{7/3} L^{-3} \quad (1)$$

where D is the aperture diameter of the LAS and L the distance between the transmitter and the receiver.

The scintillations are primarily the result of fluctuations in air temperature and humidity. Strictly speaking, the measured

C_n^2 value is related to the structure parameters of temperature C_T^2 , of humidity C_q^2 , and of the covariant term C_{Tq} . For electromagnetic waves in the visible and near-infrared region, however, humidity related scintillations are much smaller than temperature related scintillations. Wesely (1976b) argues that for a LAS operating at a near-infrared wavelength, we can estimate the structure parameter of temperature C_T^2 from the measured C_n^2 using:

$$C_T^2 \approx C_n^2 \left(\frac{T^2}{-0.78 \cdot 10^{-6} P} \right)^2 \left(1 + \frac{0.03}{\beta} \right)^{-2} \quad (2)$$

where P is the atmospheric pressure, T is the absolute air temperature and β is the Bowen-ratio, the ratio between the sensible and latent heat fluxes. The Bowen-ratio term in this expression provides a correction for humidity related scintillations.

Once C_T^2 is known, the sensible heat flux (H) can be derived from a universal function $f_T(z-d/L_{MO})$ that is based on Monin-Obukhov similarity theory (MOS).

$$\frac{C_T^2(z_{LAS} - d)^{2/3}}{T_*^2} = f_T \left(\frac{z_{LAS} - d}{L_{MO}} \right) = f_T(\zeta) \quad (L_{MO} < 0) \quad (3)$$

where d is a zero-displacement height, z_{LAS} the effective height of the scintillometer beam above the surface, along the path (Hartogensis et al., 2003), L_{MO} is the Obukhov length, and T_* is a temperature scale defined as:

$$T_* = \frac{-H}{\rho c_p u_*} \quad (4)$$

In the latter equation, ρ is air density, c_p is the specific heat of air and u_* is the friction velocity.

Several forms of the function $f_T(\zeta)$ have been proposed (e.g. Andreas, 1988; Thiermann and Grassl, 1992; De Bruin et al., 1993). In this work we adopted $f_T(\zeta) = 4.9 (1-9\zeta)^{-2/3}$, ($\zeta < 0$), after De Bruin et al. (1993), but present different curves for a visual impression of the different shapes of $f_T(\zeta)$ (see Fig. 7 later)

Note that the LAS provides only C_T^2 and a measure of u_* is necessary. We use wind speed measurements and the following flux profile relationship to estimate u_* :

$$\frac{kU}{u_*} = \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z_0}{L_{MO}} \right) + \psi_m \left(\frac{z}{L_{MO}} \right), \quad (5)$$

where z_0 is the roughness length and ψ_m is the integrated stability function for momentum

$$\psi_m = \begin{cases} -5\zeta & \text{for } \zeta > 0 \\ 2 \ln \left[\frac{(1+x)}{2} \right] + \ln \left[\frac{(1+x^2)}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} & \text{for } \zeta < 0 \end{cases} \quad \text{with } x = (1 - 16\zeta)^{1/4} \quad (6)$$

known as Businger-Dyer relation. Eqs. (3)–(6) should then be solved iteratively to derive momentum and heat fluxes.

2.2. Footprint estimation

For a comparison of the fluxes estimated by the LAS with the EC, it is interesting to evaluate the source area (footprint) of

the two systems using a footprint model. The footprint function f relates the measured flux, $F(x, y, z_m)$ to the spatial distribution of upwind surface flux $S_0(x, y)$ (also termed source strength) by

$$F(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^x S_0(x', y') f(x - x', y - y', z_m) dx' dy' \quad (7)$$

where x is the distance upwind, y is the crosswind position and z_m is the measurement height. For a simple footprint analysis we extend the formulation of Hsieh et al. (2000), assuming a Gaussian distribution in the crosswind direction.

Hsieh et al. (2000) found from dimensional analysis that $x/|L_{MO}|$ (x here can be seen as the fetch requirement downwind, to achieve a desired normalized flux, F/S_0), can be expressed as

$$\frac{x}{|L_{MO}|} = \frac{-1}{k^2 \ln(F/S_0)} D(z_u/|L_{MO}|)^P, \quad (8)$$

where $k = 0.4$ is the von Karman constant, D and P are similarity constants, and z_u is a length scale defined as

$$z_u = z_m \left(\ln \left(\frac{z_m}{z_0} \right) - 1 + \frac{z_0}{z_m} \right), \quad (9)$$

where z_0 is the roughness length. The ratio F/S_0 represents the relative cumulative contribution to the flux at upwind distance x – a 90% contribution is represented by $F/S_0 = 0.9$. Using the results of a Lagrangian stochastic dispersion model to calculate the footprint for a range of z_m , z_0 and L_{MO} values, Hsieh et al. (2000) found $D = 0.28$ and $P = 0.59$ for unstable conditions. They then formulated an expression for the footprint function along the upwind direction as

$$f_y = \frac{1}{k^2 x^2} D z_u^P |L_{MO}|^{1-P} \exp \left(\frac{-1}{k^2 x} D z_u^P |L_{MO}|^{1-P} \right) \quad (10)$$

The crosswind-distributed footprint is related to f_y via

$$f(x, y) = D_y(x, y) f_y \quad (11)$$

where the crosswind distribution function is expressed as (see e.g. Pasquill, 1974)

$$D_y(x, y) = \frac{e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} \quad (12)$$

with the dispersion σ_y assumed to depend on crosswind standard deviation σ_v . We use $\sigma_y = \sigma_v x / \bar{u}$, where \bar{u} is the horizontal wind velocity averaged from the ground to the measurement height z_m .

In case of the LAS, the footprint concept is further extended to combine with the bell-shaped weighting function that

$$\begin{cases} & \text{for } \zeta > 0 \\ \text{describes the contribution along the scintillometer path} & \text{for } \zeta < 0 \end{cases} \quad (13)$$

describes the contribution along the scintillometer path (Meijninger et al., 2002) i.e.

$$f_{LAS} = (f * W(x, y)) \quad (13)$$

where $W(x, y)$ is the weight function of the LAS, described e.g. by Hartogensis et al. (2003). The operator $*$ represents a convolution between the functions.

3. Experimental description

3.1. Measurements and site description

The data used in this paper were collected in 2005 from May 21 to June 14 and from September 23 to October 3, at the field experimental site “K34” (2°36′32.67″S, 60°12′33.48″W, 130 m asl), located about 50 km north of Manaus, Brazil, in the central part of Amazonia. The site is located in a pristine rain forest reserve, guarded by the Brazilian National Institute for Amazon Research. The landscape consists of plateaus, dissected by valleys that are frequently flooded after rainfall. Fig. 1a shows an overview of the topography in the experimental area, indicating the position of two towers used in the experiment. The height of the vegetation is variable, but the average is around 30 m. McWilliam et al. (1993) classified the forest in a nearby location as *Floresta Ombrofila Densa* (dense tropical rain forest), with an above-ground dry biomass of 300–350 t ha⁻¹ and a leaf area index of 5–6. In Fig. 1b, a photograph of the vegetation and the north tower is presented. This forest

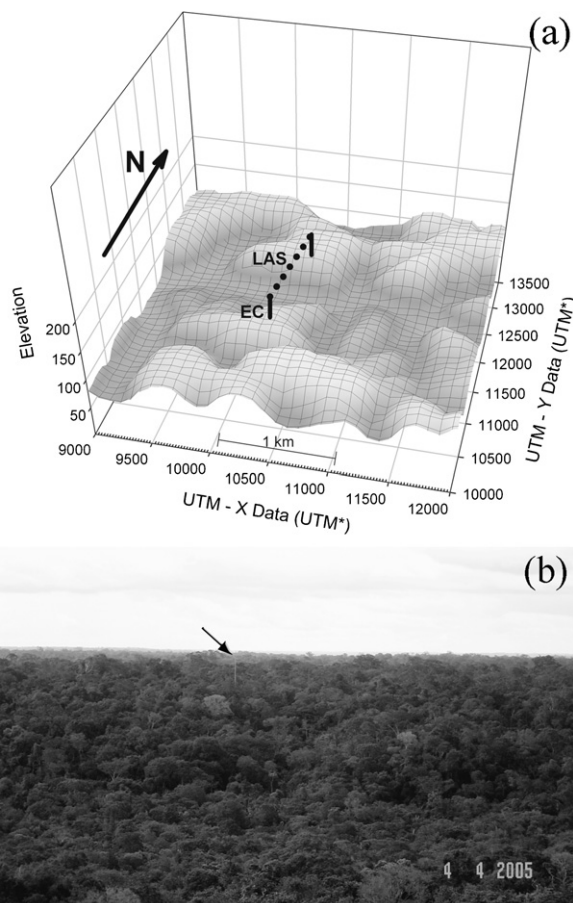


Fig. 1 – (a) Overview of the experimental site K34, in central Amazon. The vertical bars show the position of the towers (where the letters EC indicate the eddy-covariance tower) and the dotted line shows the LAS path. (b) Picture of the second LAS tower, taken from the main EC tower.

* UTM coordinates: add 800000 to X and 9700000 to Y to get actual UTM values.

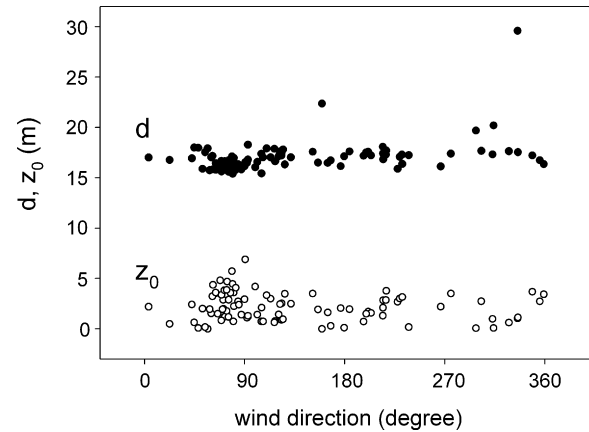


Fig. 2 – Estimates of displacement height (d) and roughness length (z_0) of K34 forest site in central Amazonia, according to wind direction.

vegetation is observed fairly homogeneously covering several km² in the region, and the site is typical of the natural vegetation and topography of much of central Amazonia.

We estimated the displacement height and roughness length of the site using wind profile measurements in the main tower and the methodology described by De Bruin and Moore (1985). Fig. 2 presents these estimates according to the wind direction. Some scatter is observed but no clear variation with wind direction in either parameter is noticed. We then use the average (\pm S.D.) values $d = 16.9 \pm 2.0$ m and $z_0 = 2.1 \pm 1.4$ m.

The main experimental tower, indicated by EC in Fig. 1, is equipped with an eddy-covariance system (hereafter referred to as EC) measuring the fluxes of momentum, energy and carbon dioxide at a height of approximately 36 m above the displacement height (53 m above the ground), in operation since mid 1999. The system is similar in design to the one described by Moncrieff et al. (1997). It is a closed-path system, composed of a three axis sonic anemometer (Solent 1012R2, Gill Instruments, UK) and a fast-response closed path infrared gas analyzer (IRGA) (LI-6262, LICOR, USA). Wind-velocity components and temperature, measured by the sonic anemometer, and H₂O and CO₂ mixing ratios, measured by the IRGA, were recorded at a sampling rate of 10.4 Hz. More detailed information about the site and the instrumentation at the K34 tower are provided by Araujo et al. (2002).

The calculations of the eddy fluxes were performed for three different averaging time intervals, 10 min, 30 min and 1 h, using 'Alteddy', which is in-house-developed software written in FORTRAN, which can be adapted to a number of different hardware configurations and program options. The program was configured to apply two-axis rotations to align the coordinate frame with the mean streamlines and force the mean vertical component (w) to zero (McMillen, 1988) and to perform standard frequency-response corrections, following the methodology described by Moncrieff et al. (1997) and Aubinet et al. (2000). No detrending method was applied to the signals. Generally for this site and instrumental setup, apart from the coordinate rotations, the corrections are relatively small and do not represent large uncertainty factors in the final values (Krujij et al., 2004).

A second tower was erected at about 1.1 km north of the main tower. A LAS (LAS 150, Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands) was then installed at the site, supported by the two towers. The receiver of the LAS was installed at the main tower at a height of 51.2 m above the ground, connected to a datalogger (CR23X, Campbell Scientific, USA). The transmitter was installed at the second tower at a height of 43.7 m. As the two towers are separated by a valley, however, the effective height of the LAS beam is greater. Using the method described by Hartogensis et al. (2003), we estimate an effective height for our LAS of 54.1 m above the displacement height.

The predominant wind direction is from East, with about 50% of the observations from this sector (65% when only unstable conditions are considered). For that reason, the setup of the LAS in the North-South direction makes the footprint of the LAS significantly bigger than of the EC (see Section 4.1).

Measurements of beam intensity fluctuations and of its spectrum were recorded for 10 min intervals. The datalogger was programmed to read the receiver signals at a rate of 1 Hz, recording the average and variances of intensity (σ_f^2) and logarithmic intensity ($\sigma_{\ln I}^2$, calculated using the built-in log function of the datalogger) every 10 min. Also, burst readings at a rate of 200 Hz were performed during 10 s every minute. With these high frequency readings, the spectra of intensity fluctuations were calculated (using the built-in FFT function of the datalogger) and averaged every 10 min. Spectra were then examined and corrected for the effects of tower vibrations and signal absorption (see next section). After that, values of C_n^2 , C_T^2 and H were derived and compared with the values provided by the EC system.

3.2. Correcting for tower vibrations

Ideally both the transmitter and receiver of the LAS should be mounted on robust, stable platforms to avoid vibrations in the set. This is important because the instrument cannot distinguish fluctuations in the signal caused by instrument vibrations from scintillations. Our towers, being tall and thin, unfortunately are sometimes subject to vibrations, contaminating the measurements of the LAS. We propose a method to correct for these vibrations, by measuring the Fourier spectra of the intensity fluctuations at the receiver, and comparing them with an expected theoretical shape of the spectrum.

Clifford (1971) derived the theoretical spectrum form for a spherical wave propagating through a turbulent atmosphere. Nieveen et al. (1998) further described it as a combination of real and imaginary parts. The real component represents the fluctuations in the received signals by refraction (Eq. (4) of Nieveen et al., 1998) and the imaginary component represents the effects of absorption (Eq. (5) of Nieveen et al., 1998). The frequency of the beam used by the LAS is close to a resonance frequency of water vapor, so part of the beam's energy is absorbed by atmospheric humidity.

Fig. 3 shows a typical 10-min recorded spectrum measured by the LAS at the K34 site, along with the curve for the real component of the theoretical spectrum described by Nieveen et al. (1998) fitted to our data. A characteristic leveling off of the spectrum at frequencies ranging from 1 to 10 Hz is observed, but a strong peak in the middle immediately draws the

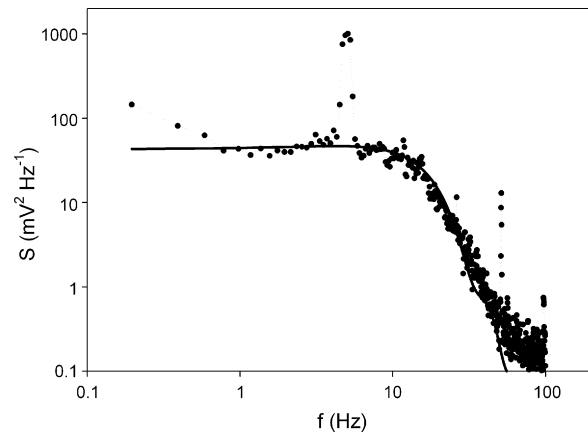


Fig. 3 – Spectrum of intensity signals measured by the LAS for day 146, 14:00 h (dotted line), along with the theoretical spectrum curve fitted to the data (continuous line).

viewer's attention. We attribute this peak to the effect of vibrations on the tower. Furthermore, an enhancement is observed at low frequencies. This is attributed to absorption: at the lower frequencies the absorption mechanism enhances the fluctuations of the received signal. Similar results were obtained by Nieveen et al. (1998).

Based on these observations, we applied the following methodology to our LAS measurements: first we record the spectrum of intensity fluctuations using the built-in FFT function of the datalogger; second, we identified in the region between 1 and 10 Hz the level of the frequency-independent part of the spectrum, and adjusted the theoretical curve to match this level; third, we calculated a “vibration-free” variance of intensity fluctuations (σ_f^2) from the adjusted spectrum; fourth, we needed to estimate $\sigma_{\ln I}^2$ (variance of the logarithmic intensity fluctuations) from σ_f^2 . To achieve that, we also recorded σ_f^2 and $\sigma_{\ln I}^2$ directly from the LAS (using the built-in functions of the datalogger) and, after selecting data records where the influence of vibrations is small by visual inspection of the spectra, we determined a regression equation between the two variables; finally, using the regression equation we estimated a vibration-free $\sigma_{\ln I}^2$ and calculated a corrected value for C_n^2 using Eq. (1). Note that correcting the LAS signals by adjusting the spectra using this approach provides a correction for both artificial vibrations and absorptions. The latter feature is particularly important for the application in tropical forests, where humidity is high.

4. Results and discussion

Fig. 4 shows a typical time series of half hourly sensible heat fluxes, measured by the EC system and by the LAS in the end of May, 2005. Although the general behavior of the two systems is the same, it is observed that in some periods the fluxes measured by the LAS are different than by the EC. It is expected that the uncertainty in the LAS estimations are large in stable conditions, especially due to the poor performance of similarity theory. As our objective is to analyze conditions of the influence of large eddies from the convective boundary

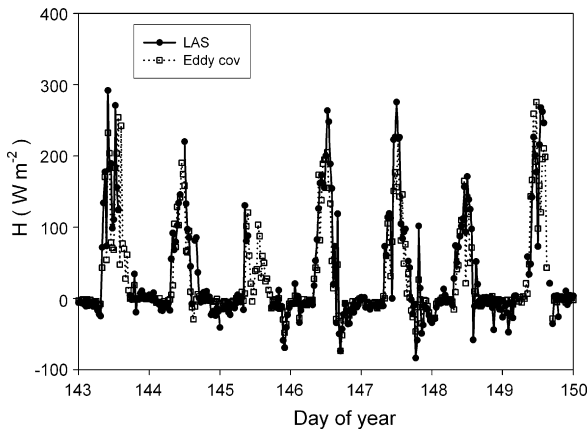


Fig. 4 – Example time series of half-hourly sensible heat fluxes at K34 site measured by the LAS and the eddy-covariance system.

layer acting in the surface layer, in the following analyses we focus on daytime conditions only.

4.1. Roughness sub-layer and footprint of the systems

Considering that the scintillometer signal is weighted towards the middle of the path, the peak of the footprint function of the LAS will be ~ 500 m north of the peak of the footprint of the EC system. However, fairly homogeneous vegetation cover is observed around the tower (Fig. 1b). Estimates of two flux systems installed in the surface layer are then expected to give similar values in this site. Nevertheless, due to the inherent character of heterogeneity of turbulent structures in the roughness sub-layer (RSL) above tall forests, some spatial variability might be expected (Katul et al., 1999). It is therefore, important to carefully consider the position of the systems in our analysis.

In a previous paper (Von Randow et al., 2006), we estimated the height of the RSL in our site analyzing the vertical skewness ($Sk_w = \overline{w^3} / \sigma_w^3$). Sk_w can represent the vertical component of the turbulent transport of w -variance ($\sim w'w'^2$), typically observed to be negative in the RSL and to change sign at some level above the canopy. It has been suggested that this level should be regarded as the height of the RSL (Raupach and Thom, 1981). At our site, Sk_w ranges from around -1 close to the canopy top to ~ 0.1 at the height of $1.8h$ (where h is the height of the canopy) (Von Randow et al., 2006). From these results we concluded that the height of the RSL is around 1.5 – $1.8h$ at this forest, and at the height where the EC system is installed it is likely that RSL effects are small. The effective height of the LAS is even higher, as the LAS beam passes over a valley.

Even considering that both systems are in the upper part of the RSL, an important difference in the footprint of the two systems remains: especially because the predominant upwind direction in the site is East, the source area of the LAS is 8–20 times bigger than the source area of the EC. Note that even when the wind is parallel to the path (northerly or southerly winds) the footprint of the LAS is larger than that of the EC, due to its long path length (Meijninger et al., 2002). Fig. 5 shows an

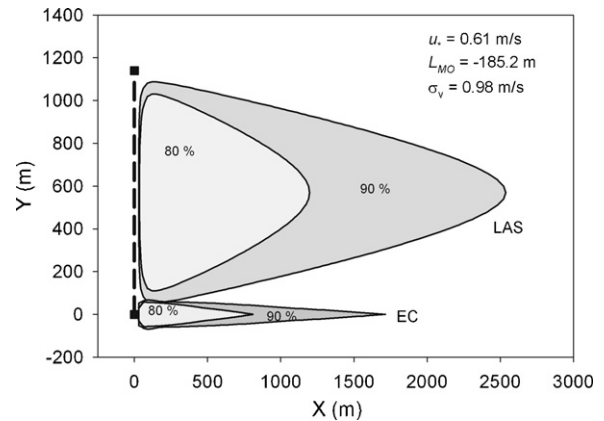


Fig. 5 – Representation of the source area (footprint) of the EC and LAS observed with wind direction perpendicular to the LAS path. Vertical dashed line shows the LAS path and shaded areas represent source areas of 90% and 80% contribution to the measured fluxes.

example of the footprints observed on day 148, 2005, when wind was fairly constantly from East during the whole day.

4.2. Sensible heat fluxes measured by EC and LAS

Fig. 6 shows that the flux estimates of the two systems often differ, even when the wind is parallel to the LAS path. This figure shows the measured fluxes separated according to wind sectors. The variability is large, but it is clear that the flux estimations from the EC are often lower than from LAS, for all wind sectors.

To analyze in more detail in which conditions the flux estimations from the two systems differ, we studied the relationship between C_T^2 and T . Recall that the estimation of fluxes from the LAS is based on this relation: from measurements of C_T^2 , T and subsequently H are derived using the stability function $f_T(\zeta)$. Fig. 7 shows C_T^2 measured by the LAS, scaled by the appropriate scaling variables ($C_T^2 z^{2/3} / T_*$), as a function of the MOS stability parameter ζ . T and ζ here are

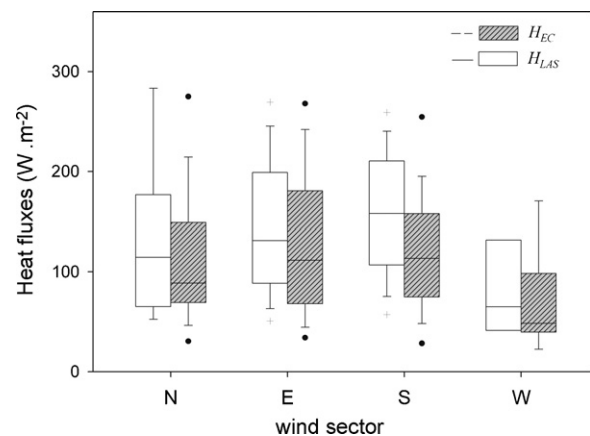


Fig. 6 – Sensible heat fluxes measured by the eddy-covariance (EC) system and by the LAS, according to wind sector.

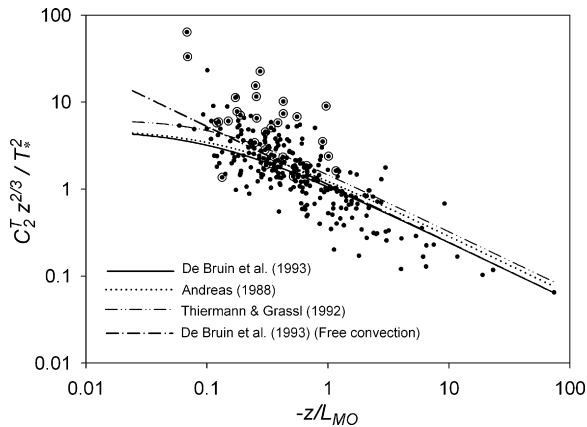


Fig. 7 – eddy-covariance measurements of the structure parameter of temperature, scaled by measurement height and temperature scale of turbulence, as a function of $-\zeta$. The lines show stability functions $f_T(\zeta)$ from different studies. Highlighted points are measurements where $0.1 < r_{wt} < 0.3$.

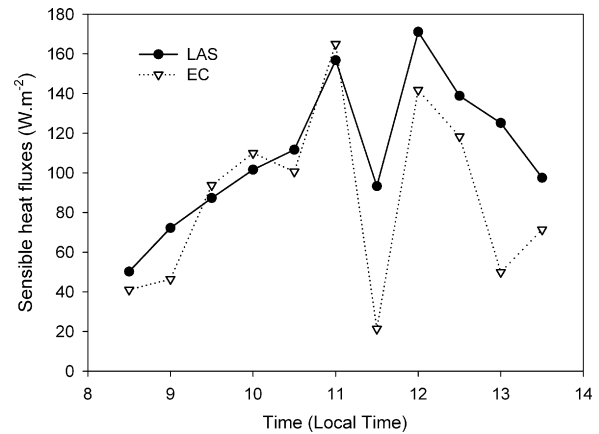


Fig. 8 – Sensible heat fluxes measured by the LAS and by the EC system during day 148 (28 May) 2005, at the K34 site.

derived from the EC system. Some functions $f_T(\zeta)$ proposed in the literature are also plotted (Andreas, 1988; Thiermann and Grassl, 1992; De Bruin et al., 1993). Our estimation of fluxes from the LAS uses $f_T(\zeta)$ from De Bruin et al. (1993).

The deviations of the measurements from the reference line in Fig. 7 are propagated to differences in the flux estimates between the LAS and the EC. Points where T -measured by EC is lower than predicted from the reference line (therefore lower than the estimation of the LAS) appear above the reference line in the figure. To identify a potential cause for the differences between the two systems, we highlight in Fig. 7 the points where the correlation coefficient between vertical wind velocity and air temperature (r_{wT}) is $0.1 < r_{wT} < 0.3$. These are low values compared to the value expected for the surface layer over uniform terrain (about 0.5). Measurements with $r_{wT} < 0.1$ were excluded from the analysis.

Many of the observed differences are related to low r_{wT} . In a previous study (Von Randow et al., 2006) we suggested that low r_{wT} conditions in this site are generally related to the modulation of surface layer turbulence by low-frequency motions. The results in Fig. 7 then indicate that differences between the EC and LAS estimates might be, at least partially, related to the presence of slowly-moving (low-frequency) eddies acting in the surface layer. In the next section, we discuss in more detail the characteristics of the heat flux estimates by the two systems, and the influence of low-frequency motions on r_{wT} .

4.3. Low-frequencies and r_{wT}

As a tool to evaluate how the scale variability and especially low-frequency motions influence the correlation coefficients, Von Randow et al. (2006) used multiresolution decomposition (wavelet analysis) to project the turbulent signals into frequency (and spatial) scale classes, and to assess the contribution of motions of different scales to the “total” variances and covariances. The results indicated that, on

scales larger than a few hundred meters, the vertical wind variations tend to be not correlated with variations in the horizontal wind speed and in the temperature. In this sense, low-frequency processes acting in the surface layer tends to cause the correlation coefficients r_{wT} and r_{uw} to decrease.

As an example case of low-frequency motions acting in the surface layer in Amazonia, we present in Figs. 8 and 9 the sensible heat flux and its scale variability measured on a typical day (26 May 2005). Fig. 8 shows the evolution of sensible heat fluxes measured by the LAS and by the EC from the morning to early afternoon. From 8:00 to 11:00 a.m. the fluxes of the two systems behave similar, increasing from around 50 to 160 $W m^{-2}$. After 11:00, however, the LAS method measures consistently higher fluxes than the EC method.

With the same methodology as in Von Randow et al. (2006), we decompose the EC signals into classes of temporal scales using multiresolution decomposition and assess the contributions of motions of different scales to the heat fluxes and to r_{wT} . Fig. 9a shows that the scale contributions to H change pattern after 11:30: in the period 8:00–11:30, the main contributions to H are at scales of less than 1 km (temporal scales of ~ 1 –5 min), while in the period 11:30–15:00 there are significant contributions from motions at scales larger than 1 km (temporal scales up to ~ 1 h).

Fig. 9b shows how r_{wT} changes when we increase the time interval to include lower frequencies. We point out two features: (i) the general scale dependence of r_{wT} is increasing r_{wT} with increasing time scales up to the order of 1 min, followed by a slight decrease from 1 to ~ 15 min and by a more intense decrease when longer timescales are included; (ii) comparing the two periods, r_{wT} is much smaller in the period after 11:30, almost reaching 0.1 when motions on temporal scales of 30 min–1 h are included. These results support our conclusion that the low-frequency motions, usually large eddies or mesoscale circulations of the order of the boundary layer height acting in the surface layer, tend to reduce r_{wT} (Von Randow et al., 2006).

An important characteristic of convective motions presented by Kanda et al. (2004) is that the transport in the unstable boundary layer appears to be organized in ‘turbulent organized structures’ consisting of large areas of slow

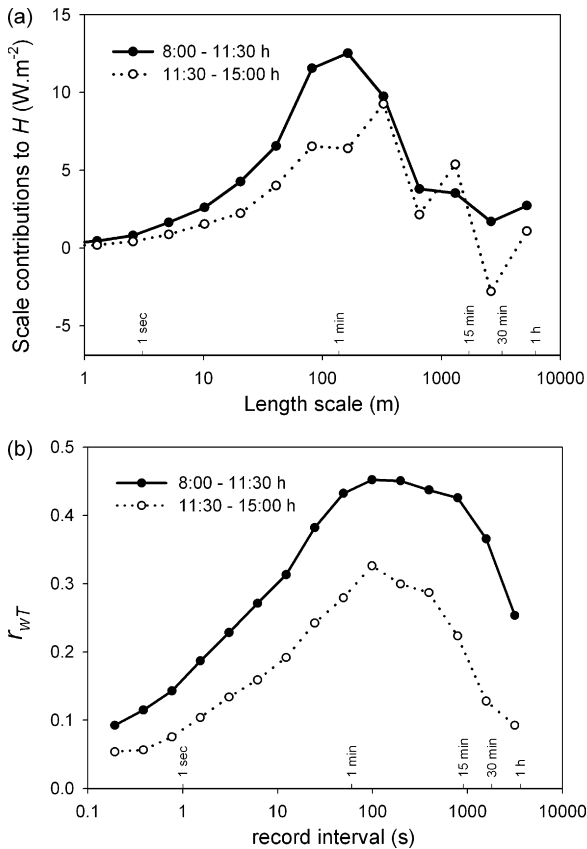


Fig. 9 – Scale variability of sensible heat fluxes and correlation coefficients observed on day 148, 2005: (a) contributions to heat fluxes according to length scale of motions; (b) r_{wT} measured using different time intervals. Length and time scales are presented in x-axis of (a) (length scales are estimated from the temporal scales using Taylor hypothesis).

subsidence and smaller areas of updraft. As a result, a single-point EC measurement averaged and rotated over a short time period is likely to be biased to the downdraft regions and hence underestimate the local fluxes. This gives a possible explanation for the difference we see in our flux estimates by the LAS and the EC on day 148: it is likely that the LAS better samples the spatial variability caused by TOS.

To analyze the aspects of the timescales of the processes further, we examine how the ratio of the LAS and EC fluxes change depending on r_{wT} , using three different averaging periods to define the mean and fluctuation parts in the EC calculations: 10 min, 30 min and 1 h. The LAS-derived values, however, are only calculated using 10-min C_T^2 averages, which are later combined to 30-min and 1-h records in the comparisons (i.e. 30-min and 1-h C_T^2 records are the averages of three and six 10-min records, respectively). Fig. 10 shows the ratio H_{LAS}/H_{EC} according to classes of r_{wT} , for the three different averaging periods. In general, H_{LAS}/H_{EC} ranges around unity for high values of r_{wT} , but has much higher values when r_{wT} is small. Moreover, we note that for all but the smallest r_{wT} class, the biggest differences between the LAS and the EC fluxes are obtained for 10-min averages; smaller

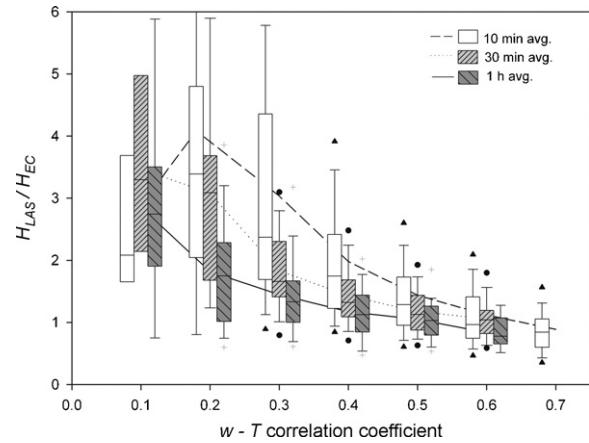


Fig. 10 – H_{LAS}/H_{EC} , for 10-min, 30-min and 1-h averaging periods, according to classes of wT correlation coefficient (r_{wT}). The horizontal lines connect the means of each class.

differences are observed for 30-min averages, and 1-h averages give the smallest ones.

Because the estimation of fluxes from the LAS involves a number of calculations and use of MOS, it is also interesting to compare the basic variable measured from the LAS, C_T^2 , with the values obtained from the T-spectra measured by the EC. Note, however, that there is a height difference between the EC and the LAS equipment, so care must be taken: the temperature variances usually decrease with increasing height, and so does C_T^2 (Hartogensis, 2006). For that reason we plot in Fig. 11 the ratios of C_T^2 from the LAS and the EC systems, scaled with height, according to classes of r_{wT} . Data with 1-h records are not shown here, because they are very similar to 30-min records. Although the trend observed in this figure is much smaller than in the previous ones, it is noted that the distributions tend to have larger values when r_{wT} diminishes below 0.3. Also, the mean values clearly show a slight increase from around 1-2, with decreasing r_{wT} . In

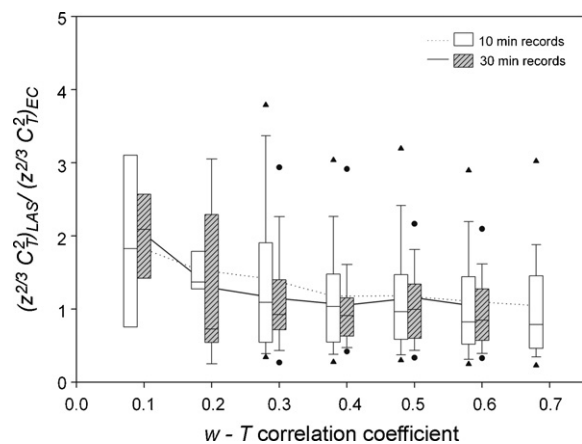


Fig. 11 – The ratio of C_T^2 measured by the LAS and the EC, scaled to take height dependence into account, for classes of wT correlation coefficient. Horizontal lines connect the means of each class.

general, the results support the hypothesis that the LAS measurement ‘captures’ more structures than the EC measurement, when r_{wT} is small.

It has been proposed that low-frequency motions might significantly contribute to the surface fluxes (Sakai et al., 2001; Finnigan et al., 2003) and influence the spatial variability by self-organizing turbulent structures (Kanda et al., 2004). However, properly accounting for the effects of these structures on local surface–atmosphere exchange is not trivial, because increasing the averaging time interval in EC calculations also increases the uncertainty due to random errors and non-stationarity. In that sense, the measuring principle of the LAS would provide an advantage over the EC: because the LAS measures a variable that represents a spatial average along the path, it samples a larger number of eddies than does EC in a shorter time interval.

A word of caution must be offered the estimation of sensible heat fluxes from the LAS needs to make use of $f_T(\zeta)$ as proposed by Monin-Obukhov Similarity. The presence of low-frequency motions, however, might induce deviations on the surface-layer, such as a decrease in r_{wT} as shown previously, and it is common to see large scatter in MOS based relationships (e.g. Fig. 7). One possible explanation for the deviations in Fig. 7 is that T- estimations by the EC are not correctly describing the spatial variability of fluxes. However, other explanations are also possible. In conditions where larger structures modulate the small scale eddies in the surface layer, other parameters related to these larger structures (e.g. height of the boundary layer, convective velocity, etc.) might also play a role in the structure of turbulent eddies. In this sense, a more complex similarity theory that includes not only ζ but other appropriate parameters might be more adequate to describe C_T^2 , and therefore, to relate C_T^2 and H .

4.4. Energy balance closure

From our results, it is expected that the EC calculations are less prone to low-frequency modulations when r_{wT} is large. We evaluate the energy balance closure for different ranges of r_{wT} , in Table 1. This table shows, for different ranges of r_{wT} , the slope (a) of the fitted line $Rn - S = a(H + \lambda E)$, where Rn is net radiation, S is the sum of the soil heat flux and the heat storage in the canopy air space and biomass, calculated using the parameterization proposed by Moore and Fisch (1986), and λE is the latent heat flux. The coefficient of determination and number of points used in the regressions are also shown. As expected from the discussion above, the energy balance closure improves when data with higher r_{wT} are used.

Table 1 – Energy balance closure for different ranges of r_{wT}

r_{wT} range	Energy balance slope	r^2	# of points
$r_{wT} > 0.5$	0.90	0.83	425
$0.3 < r_{wT} < 0.5$	0.86	0.83	696
$0.1 < r_{wT} < 0.3$	0.77	0.87	803

Data included in these analyses are half-hourly measurements, during daytime unstable conditions.

Unfortunately, a direct test of the energy balance closure using our LAS measurements is not possible, because the LAS only provides sensible heat fluxes, and, furthermore, an appropriate measure of the spatially-averaged net radiation would be necessary. Nevertheless it is reasonable to expect that the energy balance closure would be better with the higher fluxes measured by the LAS.

Our results suggest that r_{wT} can be an indicator of the importance of low-frequency motions in the surface layer, significantly modulating the turbulence in the surface layer. A single tower EC can fail to capture the spatial variability of these low-frequency surface-layer motions. In these cases, a more adequate measure of the spatial fluxes is necessary using, for example, a large-aperture scintillometer, or other methods such as aircraft flux measurements or boundary-layer budgets.

5. Conclusions

Comparisons of measurements of sensible heat flux by a large-aperture scintillometer and by an eddy-covariance system over an Amazonian rain forest canopy, under unstable conditions, showed that, in some conditions, especially characterized by low correlation between the vertical wind and air temperature signals, the LAS measures higher fluxes than the EC. These conditions are usually related to the presence of slow-moving and large structures in the surface layer. The difference tended to increase with decreasing correlation between vertical velocity and air temperature (r_{wT}).

Further-analyzing aspects of the timescales of the processes using different averaging times, we found that the biggest differences between the LAS and the EC fluxes were obtained for 10-min-averages. Smaller differences were observed for 30-min-averages, and 1-h-averages gave the smallest. The results are attributed to the spatial-averaging effect of LAS measurements: a larger number of eddies is sampled by the LAS than by the EC system in a similar time interval.

Generally, our results suggest that r_{wT} can be used as an indicator of the importance of low-frequency motions in the surface layer. Evaluating the energy balance for different ranges of r_{wT} , we found that the closure improves when data with increasingly higher r_{wT} are used.

Acknowledgements

We are in debt to Wouter Meijninger for his help on calculations of LAS footprint and on the corrections of tower vibrations. Thanks also to Wim Kohsiek for suggestions about LAS spectra, and to Antonio O. Manzi and the Manaus LBA crew for their support on field measurements. Field operations were supported under the overall LBA framework. C. von Randow's Ph.D. research was financed by Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Brazil, project number 1271/01-6, and by The Netherlands Foundation for the Advancement of Tropical Research (WOTRO), project number WB-76 224.

REFERENCES

- Andreas, E.L., 1988. Estimating C_n^2 over snow and sea ice from meteorological data. *J. Opt. Soc. Am.* 5, 481–495.
- Andreas, E.L., 1989. Two-wavelength method of measuring path-averaged turbulent surface heat fluxes. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 6, 280–292.
- Araujo, A.C., Nobre, A.D., Kruijt, B., Elbers, J.A., Dallarosa, R., Stefani, P., von Randow, C., Manzi, A.O., Culf, A.D., Gash, J.H.C., Valentini, R., Kabat, P., 2002. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. *J. Geophys. Res.* 107 (D20), 8090, doi:10.1029/2001JD000676.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Adv Ecol. Res.* 30, 113–175.
- Cain, J.D., Rosier, P.T.W., Meijninger, W.M.L., De Bruin, H.A.R., 2001. Spatially averaged sensible heat fluxes measured over barley. *Agric. For. Meteorol.* 107, 307–322.
- Clifford, S.F., 1971. Temporal-frequency spectra for a spherical wave propagating through atmospheric turbulence. *J. Opt. Soc. Am.* 61 (10), 1285–1292.
- De Bruin, H.A.R., 2002. Introduction, renaissance of scintillometry. *Bound.-Layer Meteorol.* 105, 1–4.
- De Bruin, H.A.R., Moore, C.J., 1985. Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. *Bound.-Layer Meteorol.* 31, 39–49.
- De Bruin, H.A.R., Kohsiek, W., Van den Hurk, B.J.J.M., 1993. A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Bound.-Layer Meteorol.* 63, 231–257.
- De Bruin, H.A.R., Van den Hurk, B.J.J.M., Kohsiek, W., 1995. The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Bound.-Layer Meteorol.* 76, 25–40.
- Finnigan, J.J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., Cleugh, H.A., 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I. Averaging and coordinate rotation. *Bound.-Layer Meteorol.* 107, 1–48.
- Hartogensis, O.K., 2006. Exploring scintillometry in the stable atmospheric surface layer. Wageningen: Ph.D. thesis, Wageningen Agricultural University, 240 pp.
- Hartogensis, O.K., Watts, C.J., Rodriguez, J.-C., De Bruin, H.A.R., 2003. Derivation of the effective height for scintillometers: La Poza experiment in Northwest Mexico. *J. Hydrometeorol.* 4, 915–928.
- Hill, R.J., 1992. Review of optical scintillation methods of measuring the refractive-index spectrum, inner scale and surface fluxes. *Waves Random Media* 2, 179–201.
- Hill, R.J., 1997. Algorithms for obtaining atmospheric surface-layer fluxes from scintillation measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 14, 456–467.
- Hill, R.J., Ochs, G.R., Wilson, J.J., 1992. Measuring surface-layer fluxes of heat and momentum using optical scintillation. *Bound.-Layer Meteorol.* 58, 391–408.
- Hsieh, C.-I., Katul, G., Chi, T., 2000. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Adv. Water Resour.* 23, 765–772.
- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S., Watanabe, T., 2004. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Bound.-Layer Meteorol.* 110, 311–404.
- Katul, G., Hsieh, C.I., Bowling, D., Clark, K., Shurpali, N., Turnipseed, A., Albertson, J., Tu, K., Hollinger, D., Evans, B., Offerle, B., Anderson, D., Ellsworth, D., Vogel, C., Oren, R., 1999. Spatial variability of turbulent fluxes in the roughness sublayer of an even-aged pine forest. *Bound.-Layer Meteorol.* 93, 1–28.
- Kohsiek, W., Meijninger, W.M.L., De Bruin, H.A.R., Beyrich, F., 2006. Saturation of the large-aperture scintillometer. *Bound.-Layer Meteorol.* 121, 111–126.
- Kruijt, B., Elbers, J.A., Von Randow, C., Araujo, A.C., Oliveira, P.J., Culf, A., Manzi, A.O., Nobre, A.D., Kabat, P., Moors, E.J., 2004. The robustness of eddy correlation fluxes for Amazon rain forest conditions. *Ecol. Applic.* 14 (4 Suppl.), S101–S113.
- Mahrt, L., 1998. Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 15, 416–429.
- Malhi, Y., McNaughton, K.G., Von Randow, C., 2004. Low frequency atmospheric transport and surface flux measurements. In: Lee, X., Massman, W., Law, B. (Eds.), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 101–118.
- McMillen, R.T., 1988. An eddy-correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Bound.-Layer Meteorol.* 43, 231–245.
- McWilliam, A.-L., Roberts, J.M., Cabral, O.M.R., Leitao, M.V.B.R., da Costa, A.C.L., Maitelli, G.T., Zamparoni, C.A.G.P., 1993. Leaf Area Index and above ground biomass of *terra firme* rain forest and adjacent clearings in Amazonia. *Funct. Ecol.* 7, 310–317.
- Meijninger, W.M.L., Hartogensis, O.K., Kohsiek, W., Hoedjes, J.C.B., Zuurbier, R.M., De Bruin, H.A.R., 2002. Determination of area averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface—Flevoland field experiment. *Bound.-Layer Meteorol.* 105, 37–62.
- Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A., 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. Hydrol.* 189, 589–611.
- Moore, C.J., Fisch, G., 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forests. *Agric. For. Meteorol.* 38, 147–169.
- Nakaya, K., Suzuki, C., Kobayashi, T., Ikeda, H., Yasuike, S., 2006. Application of a displaced-beam small aperture scintillometer at a deciduous forest under unstable atmospheric conditions. *Agric. For. Meteorol.* 136, 45–55.
- Nakaya, K., Suzuki, C., Kobayashi, T., Ikeda, H., Yasuike, S., 2007. Spatial averaging effect on local flux measurement using a displaced-beam small aperture scintillometer above the forest canopy. *Agric. For. Meteorol.* 145, 97–109.
- Nieveen, J.P., Green, A.E., Kohsiek, W., 1998. Using a large-aperture scintillometer to measure absorption and refractive index fluctuations. *Bound.-Layer Meteorol.* 87, 101–116.
- Ochs, G.R., Wilson, J.J., 1993. A second-generation large aperture scintillometer, NOAA Tech. Memor. ERL ETL-232. NOAA Environmental Research Laboratories, Boulder, CO, USA, 24 pp.
- Pasquill, F., 1974. *Atmospheric Diffusion*, second ed. J. Wiley & Sons, New York, USA, 437 pp.
- Raupach, M.R., Thom, A.S., 1981. Turbulence in and above plant canopies. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 13, 97–129.
- Sakai, R.K., Fitzjarrald, D.R., Moore, K.E., 2001. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. *J. Appl. Meteor.* 40, 2178–2192.
- Thiermann, V., Grassl, H., 1992. The measurements of turbulent surface-layer fluxes by use of bichromatic scintillation. *Bound.-Layer Meteorol.* 58, 367–389.

- Von Randow, C., Sa, L.D.A., Gannabathula, P., Manzi, A.O., Arlino, P.R.A., Kruijt, B., 2002. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia. 1. Diurnal conditions. *J. Geophys. Res.* 107 (0), 8062, doi:10.1029/2001JD000379.
- Von Randow, C., Kruijt, B., Holtslag, A.A.M., 2006. Low-frequency modulation of the atmospheric surface layer over Amazonian rain forest and its implication for similarity relationships. *Agric. For. Meteorol.* 141, 192–207.
- Wang, T., Ochs, G., Clifford, S., 1978. A saturation-resistant optical scintillometer to measure C_n^2 . *J. Opt. Soc. Am.* 68, 334–338.
- Wesely, M.L., 1976a. A comparison of two optical methods for measuring line averages of thermal exchanges above warm water surfaces. *J. Appl. Meteorol.* 15, 1177–1188.
- Wesely, M.L., 1976b. The combined effect of temperature and humidity on the refractive index. *J. Appl. Meteorol.* 15, 43–49.
- Wingaard, J.C., Clifford, S.F., 1978. Estimating momentum, heat and moisture fluxes from structure parameters. *J. Atm. Sci.* 35, 1204–1211.