



 $\mathrm{INPE}\text{-}15771\text{-}\mathrm{TDI}/1514$ 

# TAXAS DE ARMAZENAMENTO TÉRMICO NA BIOMASSA E BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE PARA ÁREAS DE FLORESTA DE TERRA FIRME NA AMAZÔNIA

Alessandro Augusto dos Santos Michiles

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Ralf Gielow, aprovada em 27 de março de 2009.

> Registro do documento original: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.06.19.40>

> > INPE São José dos Campos 2009

# Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

#### **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE Gabinete do Diretor (GB) Serviço de Informação e Documentação (SID) Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970 São José dos Campos - SP - Brasil Tel.:(012) 3945-6911/6923 Fax: (012) 3945-6919 E-mail: pubtc@sid.inpe.br

### CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

#### Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT) Membros:

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE) Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA) Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID) Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT) Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE) **BIBLIOTECA DIGITAL:** Dr. Carald Jean Francis Banon - Coordenação de Obcorração de Terra (OPT)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT) Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID) Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID) Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID) **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:** 

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID) Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID) Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID) EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)





 $\mathrm{INPE}\text{-}15771\text{-}\mathrm{TDI}/1514$ 

# TAXAS DE ARMAZENAMENTO TÉRMICO NA BIOMASSA E BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE PARA ÁREAS DE FLORESTA DE TERRA FIRME NA AMAZÔNIA

Alessandro Augusto dos Santos Michiles

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Ralf Gielow, aprovada em 27 de março de 2009.

> Registro do documento original: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.06.19.40>

> > INPE São José dos Campos 2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Michiles, Alessandro Augusto dos Santos.

M582t

Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de floresta de terra firme na Amazônia / Alessandro Augusto dos Santos Michiles. – São José dos Campos : INPE, 2009.

184p.; (INPE-15771-TDI/1514)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Orientador : Dr. Ralf Gielow.

 Floresta Amazônica. 2. Balanço de energia. 3. Armazenamento de energia. 4. Fluxos turbulentos. 5. Transferência de calor.
Biomassa. I.Título.

CDU 551.510.522

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, eletronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor(a) em Meteorologia

Dr. Gilberto Fernando Fisch

Presidente / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Ralf Gielow

Dr.

milen

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá

Marcos Daisuke Oyama

Repus -

Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

21

Membro da Banca / IAE/CTA// SJCampos - SP

Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Convidado(a) / INPA / Manaus -

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo

Dr. Antonio Ocimar Manzi

Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

АŃ

Convidado(a) / UFAL / Maceió - AL

Aluno (a): Alessandro Augusto dos Santos Michiles

São José dos Campos, 27 de março de 2009

Ichi Nichi Issho (um dia, uma vida):

"A cada dia, a vida se desdobra e evolui, como se fosse uma ínfima parte de uma grande pintura. Uma outra maneira de se ver é tentar imaginar que a vida inteira terá que ser resumida a este único dia. Portanto, todos os dias, dia após dia, pinte o mais belo dos quadros para a sua vida. " Tadashi Nakamura

As minhas queridas esposa, **Neila de Almeida Braga**, e mãe, **Maria de Lourdes dos Santos Michiles**, por serem os grandes pilares de sustentação para minhas maiores realizações dedico.

#### AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Ralf Gielow, pela orientação paciente dispensada durante todo o mestrado e o doutorado, pelos conhecimentos especializados repassados, pelas experiências profissionais e de vida transmitidas em nossas conversas, por cada trabalho de pesquisa realizado e, especialmente, pelas inúmeras demonstrações de confiança e amizade.

Ao Dr. Antonio Ocimar Manzi, por acreditar em meu potencial, pelas oportunidades profissionais proporcionadas, pelo incentivo e apoio oferecidos em momentos difíceis, pelas relevantes discussões científicas e pela cordial amizade.

À M.Sc. Maria Betânia Leal de Oliveira, pela organização de dados de temperatura de árvore e disponibilização de outros dados meteorológicos coletados na Reserva Biológica do Cuieiras, pelas discussões e trocas de experiências acerca de micrometeorologia de florestas da Amazônia, pela cooperação em diversos trabalhos científicos e, sobretudo, por sua divertida amizade.

Ao Carlos César Oliveira, pela organização e cessão de dados meteorológicos coletados na Reserva Biológica do Jaru, pelo repasse de fotografias tiradas durante a campanha "dry to wet" do projeto RACCI / LBA e pelas várias situações em que sua ajuda foi essencial.

A todos os professores do mestrado em meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espacias (INPE), pela iniciação nos diversos conteúdos da área: Cláudio Solano Pereira, Prakki Satyamurty, Kioshi Hada, Regina Célia dos Santos Alvalá, José Paulo Bonatti, Marley Cavalcante de Lima Moscati, Clóvis Angeli Sansigolo, Maria Paulete Pereira Martins Jorge e Ralf Gielow.

A todos os professores do doutorado em meteorologia do INPE, pelas discussões aprofundadas e esclarecedoras: Ralf Gielow, Vadlamudi Brahmananda Rao, Juan Carlos Ceballos, José Antônio Marengo Orsini e Gilberto Fernando Fisch.

Ao Dr. Antônio Donato Nobre, pela orientação nos estudos em regulação biótica do meio-ambiente e ciclos biogeoquímicos e pelas valiosas conversas.

Ao Dr. Marcos Daisuke Oyama, pelos esclarecimentos sobre a modelagem da interação biosfera-atmosfera, pela cessão do modelo NOAH e pela pronta disposição em ajudar.

A todos os colegas da pós-graduação em meteorologia do INPE, em especial a Mateus da Silva Teixeira, Claudio Moisés Santos e Silva, James Adryani Avelar de Jesus e Virgínia Piccinini Silveira, por compartilharem os momentos mais difíceis do doutorado, pelo companheirismo e pela agradável amizade.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pela bolsa concedida durante quatro anos do doutorado, pelo apoio à participação em congressos, compra de material e acesso a livros especializados, por meio das taxas de bancada.

Aos companheiros de caratê da Associação Desportiva Classista do INPE, em especial a Edio da Costa Junior, Luciana Miura Sugawara e Eduardo Henrique Geraldi Araújo, pela confiança e dedicação dispensadas durante alguns anos de treinos, pelo espírito de luta e pela preciosa amizade.

A minha mãe, Maria de Lourdes dos Santos Michiles, pelo apoio indispensável e pelo incentivo essencial conferidos durante toda a minha vida, pelo carinho, pela atenção sempre disponível, pelo companheirismo e, principalmente, por sempre ter acreditado em mim e em minhas capacidades.

A meu pai, Arthur Bentes Michiles Filho, pelo suporte ao meu desenvolvimento intelectual, esportivo e humano.

A minha tia, Maria da Consolação dos Santos Michiles, pela importante ajuda nos momentos de dificuldade, pelo incentivo ao meu crescimento profissional e pelo carinho oferecido.

A meus irmãos, Arthur Cristiano dos Santos Michiles e Eda Marissa dos Santos Michiles, pelos divertidos e turbulentos momentos que passamos juntos, por terem me ajudado a moldar meu caráter e por me forçarem constantemente a tentar ser um exemplo para eles.

E, distintamente, a minha amada esposa, Dra. Neila de Almeida Braga, e a meu amado filho, Augusto Lucas de Almeida Michiles, pela enorme paciência, pelo apoio dispensado nos momentos mais difíceis e delicados dos últimos sete anos, pelo companheirismo e cumplicidade, pelas palavras de incentivo e carinho, por serem fonte de inspiração e, acima de tudo, pelo dedicado amor que cada um me tem dispensado.

#### **RESUMO**

Avaliaram-se as características das densidades de fluxo de energia sobre dois sítios de floresta de terra firme da Amazônia, evidenciando o papel de cada componente no fechamento do balanço de energia local, com particular ênfase nas taxas de armazenamento térmico de energia acima do solo. Para esta análise, coletaram-se dados em duas Reservas Biológicas: a do Cuieiras, na Amazônia central, entre as estacões seca de 2003 e úmida de 2004, e a do Jaru, no sudoeste da Amazônia, durante a transição entre as estações seca e úmida de 2002. Empregando metodologias que integram informações de composição e biomassa florestal, dados de umidade relativa e temperatura do ar, além de temperaturas de tronco e de dossel, obtiveram-se, para as taxas de armazenamento de energia, valores noturnos por volta de  $-20 \text{ W m}^{-2}$ , máximos médios diários entre 75 e 100 W m<sup>-2</sup>, magnitudes médias matutinas, após o horário de máximo, de 60 a 26 W m<sup>-2</sup> e mínimos médios diários entre -45 e -65 W m<sup>-2</sup>. Em totais diários, verificou-se que a energia foi armazenada nas florestas, em três parcelas aproximadamente iguais: ar, troncos e restante da biomassa (copa e estrato inferior). Durante o período diurno, em ambos os sítios, cerca de 60% da energia do saldo de irradiância foi utilizado pela vegetação para o processo de evapotranspiração, 20% para o aquecimento da atmosfera, 1,5% para a realização de fotossíntese, 8% para armazenamento no ar e na biomassa, menos de 1% para armazenamento no solo e cerca de 10% se dividiram entre componentes não medidos ou se devem a erros instrumentais e/ou de estimativa. Os resultados apontam as florestas investigadas como sumidouros de CO<sub>2</sub> em pequena escala, com a maior assimilação observada durante a estação seca, na Amazônia central. Em geral, observou-se um melhor fechamento do balanço de energia em superfície quando se incluíram as taxas de armazenamento no cálculo, particularmente durante os períodos noturno e matutino. Em razão desta importância do armazenamento para o balanço de energia nas florestas de terra firme avaliadas e, também, pelas dificuldades em sua estimativa, obtiveram-se expressões simplificadas e eficientes que utilizam, como entrada, dados de temperatura e umidade relativa do ar, registrados em intervalos de 30 minutos, em apenas um nível acima da floresta. Verificaram-se valores diários da razão do balanço de energia (razão entre a soma das densidades de fluxo de energia não-radiativas e o saldo de irradiância) variando de 0,77 a 0,88. Observaram-se valores entre 0,82 e 0,91 para esta razão, no período diurno. Para o ciclo noturno, obtiveram-se valores irreais desta razão. Finalmente, o melhor fechamento do balanço de energia, nas áreas de floresta analisadas, ocorreu sob condições atmosféricas instáveis, no período diurno, entre 8 e 14 HL, principalmente durante a estação seca, na Reserva Biológica do Cuieiras.

#### BIOMASS THERMAL STORAGE RATES AND SURFACE ENERGY BALANCE TO AMAZONIAN RAINFOREST AREAS

#### ABSTRACT

The energy flux density characteristics over two "Terra Firme" Forest sites in Amazonia were evaluated, showing the function of each component for the closure of the energy balance, with special emphasis on the above-ground thermal energy storage rates (ESR). Data were collected in two Biological Reserves: Cuieiras, in central Amazonia, during the dry season of 2003 and the wet season of 2004, and Jaru, in south-west Amazonia, during the dry to wet transition of 2002. Using a methodology that integrates data of the forest composition and biomass, of the relative humidity and temperature of the air, and of the trunk and canopy temperatures, the following results were found for the ESR: around  $-20 \text{ W m}^{-2}$  for the night periods; daily average maxima between 75 and 100 W m<sup>-2</sup>; morning averages from 60 to 26 W m<sup>-2</sup>, after the hours of the maxima; and daily average minima between -45 and  $-65 \text{ W m}^{-2}$ . As daily totals, the energy was stored in these forests as three nearly equal parcels: in the air, in the trunks, and in the remaining biomass (crown and lower layer). During the daylight period, in both sites, of the net radiation about 60% was used by the vegetation for evapotranspiration, 20% for the heating of the atmosphere, 1.5% for photosynthesis, 8% for storage in the air and in the biomass, and less than 1% for storage in the soil. Finally, about 10% were shared among non-measured components, or due to instrumental and/or estimation errors. The results indicate that these forests are small-scale CO<sub>2</sub> sinks, with the greatest assimilation occurring during the dry season in central Amazonia. In general, a better closure of the energy balance was observed when the ESR were included in the computations, particularly during the night and morning periods. Thus, due both to this fact, and to the difficulties to estimate the ESR, efficient simplified expressions for them were obtained, using the temperature and relative humidity of the air measured at 30 minutes intervals at only one level above the forest canopy. The daily energy balance ratios, that is, the quotient between the sum of the non-radiation energy fluxes and the net radiation, varied from 0.77 to 0.88. During the daylight time, these ratios varied between 0.82 and 0.91, while for the nights their values were unreal. Finally, the best closure of the energy balance for these forests did occur during the daylight period, between 8 and 14 LT, under unstable atmospheric conditions, mainly during the dry season at the Cuieiras Biological Reserve.

# SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

<u>Pág.</u>

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS LISTA DE SÍMBOLOS		
<b>1 INTRODUÇÃO</b>		
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 47		
2.1 Balanço de Energia em Superfície para Áreas de Floresta		
2.2 Balanço de Irradiância		
2.3 Densidades de Fluxo Turbulento de Calor e de Massa		
2.4 Taxas de Armazenamento de Energia Acima do Solo		
2.5 Densidade de Fluxo de Calor no Solo		
<b>3 REVISÃO DA LITERATURA</b>		
3.1 O Problema do Fechamento do Balanço de Energia		
3.2 Balanço de Energia em Áreas de Floresta na Amazônia		
3.3 Taxas de Armazenamento de Energia Acima do Solo em Florestas		
4 DADOS E METODOLOGIA		
4.1 Sítios Experimentais, Características das Florestas e Climatologias Locais		
4.1.1 Reserva Biológica do Cuieiras		
4.1.2 Reserva Biológica do Jaru		
4.2 Instrumentação e Medidas		
4.2.1 Reserva Biológica do Cuieiras		

4.2.2 Reserva Biológica do Jaru	75
4.3 Cálculos da Umidade Específica e do Déficit de Pressão de Vapor	77
4.4 Cálculo das Taxas de Armazenamento Térmico de Energia Acima do Solo	79
4.4.1 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia no Ar	80
4.4.2 Taxa de Armazenamento Térmico de Energia nos Troncos	81
4.4.3 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia na Copa e no Estrato Inferior.	83
4.5 Avaliação dos Parâmetros Espaciais das Árvores	84
4.6 Determinação das Massas Específicas e dos Calores Específicos	87
4.7 Estimativas da Distribuição de Biomassa Aérea e Escolha da Árvore	
Representativa	90
4.8 Estimativa das Taxas de Armazenamento de Energia com Base em Medidas	
Limitadas	93
4.9 Cálculo do Balanço de Energia e de seu Fechamento	96
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	101
5.1 Disponibilidade de Dados	101
5.1.1 Reserva Biológica do Cuieiras	101
5.1.2 Reserva Biológica do Jaru	105
5.2 Variáveis Meteorológicas	106
5.3 Balanço de Irradiância	115
5.4 Densidades de Fluxo Turbulento de Calores Sensível e Latente	118
5.5 Densidade de Fluxo Turbulento de CO <sub>2</sub>	121
5.6 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia Acima do Solo	124
5.6.1 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia no Ar	124
5.6.2 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia na Biomassa	126
5.6.3 Taxas de Armazenamento Térmico Total de Energia	130
5.7 Densidade de Fluxo de Calor no Solo	137
5.8 Balanço de Energia em Superfície	139
5.9 Taxas de Armazenamento de Energia com Base em Medidas Limitadas	149

6 CONCLUSÕES	155
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
ANEXO A – ARTIGO PUBLICADO EM PERIÓDICO INTERNACIO	<b>DNAL A</b> 169

### LISTA DE FIGURAS

2.1	-	Ilustração esquemática das trocas de energia no sistema solo-vegetação- atmosfera que ocorrem num volume de controle, durante o ciclo diurno, em períodos sem a ocorrência de precipitação pluviométrica	48
4.1	-	Ajustes polinomiais de 2º grau, por mínimos quadrados, entre dados de temperatura e umidade relativa do ar, coletados, respectivamente, nas alturas de 51,1 e 51,0 m, na Rebio Cuieiras	78
4.2	-	Frequência das classes de altura das árvores com DAP $\ge 10$ cm, nas florestas inventariadas ( <b>a</b> ) por Oliveira et al. (2008), na Rebio Cuieiras ( $N = 670$ ), ( <b>b</b> ) por Saatchi et al. (2007), na Rebio Jaru ( $N = 1362$ )	86
4.3	-	Distribuição de massa fresca das árvores individuais em função do DAP, para as florestas citadas na Figura 4.2	91
5.1	-	Precipitação pluviométrica mensal total entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras	107
5.2	-	Perfis diários de precipitação pluviométrica acumulada para 30 dias da estação seca de 2003 (30SC), 30 dias da estação úmida de 2004 (30UC), na Rebio Cueiras, e 20 dias da transição entre as estações seca e úmida de 2002, na Rebio Jaru (20TJ), calculados para intervalos de duas horas	109
5.3	-	Irradiância solar acumulada (irradiância de ondas curtas incidente): médias, máximos e mínimos diários entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras	109
5.4	-	Perfis médios diários de irradiância solar (irradiância de ondas curtas incidente), calculados para intervalos de meia-hora	110
5.5	-	Velocidade do vento: médias mensais, máximos diários e mínimos diários médios mensais entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras	111
5.6	-	Perfis médios diários de velocidade do vento $u$ e velocidade de fricção $u^*$	112
5.7	-	Temperatura do ar: médias mensais, máximos diários e mínimos diários médios mensais, medida na altura de 51,1 m, entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras	112

5.8 -	Umidade relativa: médias mensais, máximos diários e mínimos diários médios mensais, medida na altura de 51,0 m, entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras	113
5.9 -	Perfis médios diários de temperatura e umidade relativa do ar, calculados para intervalos de meia-hora	114
5.10 -	Perfis médios diários de déficit de pressão de vapor, calculados para intervalos de meia-hora	115
5.11 -	Perfis médios diários dos componentes do balanço de irradiância, calculados para intervalos de meia-hora	116
5.12 -	Albedo médio diário	116
5.13 -	Perfis médios diários dos balanços de irradiância de ondas curtas $(R_S)$ , ondas longas $(R_L)$ , e saldos de irradiância medidos $(R_N)$ , calculados para intervalos de meia-hora	117
5.14 -	Regressões lineares entre valores diurnos de irradiância solar (irradiância de ondas curtas incidente) e saldo de irradiância	118
5.15 -	Perfis médios diários das densidades de fluxo turbulento de calores sensível ( $H$ ) e latente ( $LE$ )	119
5.16 -	Regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo turbulento de calores sensível e latente $(H + LE)$ e o saldo de irradiância $(R_N)$	120
5.17 -	Perfis médios diários da razão de Bowen ( $H / LE$ ), entre 8 e 16 HL	120
5.18 -	Perfis médios diários da densidade de fluxo turbulento de $CO_2$ ( $\mu B$ ou $B$ ) com unidades e sinais relevantes para o balanço de energia em superfície (BES) e para o saldo das trocas de $CO_2$ no ecossistema (NEE)	122
5.19 -	Médias globais de densidade de fluxo turbulento de $CO_2$ ( <i>B</i> ) separadas por categoria de irradiância fotossiteticamente ativa incidente ( <i>PAR</i> <sub>in</sub> )	123
5.20 -	Densidades de fluxo de massa de CO <sub>2</sub> totais diárias (B)	124
5.21 -	Perfis médios diários dos componentes da TAE no ar $(S_T e S_q)$ , calculados para intervalos de meia-hora	125
5.22 -	Perfis médios diários de temperaturas de tronco medidas nas profundidades de 0,5, 3,0 e 10,0 cm, na altura de 1,5 m, na Rebio Cueiras, e 1,7 m, na Rebio Jaru, calculados para intervalos de meia-hora	127

5.23 -	Perfis médios diários dos componentes da TAE nas árvores ( $S_{tr}$ , $S_{br}$ , $S_{tw}$ e $S_{lv}$ ) calculados para intervalos de meia-hora	128
5.24 -	Perfis médios diários dos componentes da TAE no estrato inferior da floresta ( $S_{st}$ , $S_{sl}$ , $S_{dw}$ , $S_{lt}$ e $S_{oc}$ ), calculados para intervalos de meia-hora	129
5.25 -	Perfis médios diários dos componentes da TAE no ar $(S_{air})$ , nos troncos $(S_{tr})$ , na copa $(S_{cr})$ e no estrato inferior da floresta $(S_{ll})$ , calculados para intervalos de meia-hora	130
5.26 -	Perfis médios diários da TAE total (S), calculados para intervalos de meia- hora	131
5.27 -	Perfis médios diários da densidade de fluxo de calor no solo $(G)$ , calculados para intervalos de meia-hora	137
5.28 -	Regressões lineares entre a densidade de fluxo de calor no solo ( $G$ ) e o saldo de irradiância ( $R_N$ )	138
5.29 -	Regressões lineares entre a densidade de fluxo de calor no solo $(G)$ e a temperatura do ar $(T)$	138
5.30 -	Perfis médios diários dos componentes do BES ( $R_N$ , $H$ , $LE$ , $\mu B$ , $S$ e $G$ )	139
5.31 -	Perfis médios diários da diferença residual entre o saldo de irradiância ( $R_N$ ) e a soma das densidades de fluxo de energia não-radiantes, não incluindo e incluindo a TAE total ( $-S$ e $+S$ )	142
5.32 -	Regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo de energia não- radiativas $(H + LE + \mu B + G)$ e o saldo de irradiância $(R_N)$	143
5.33 -	Regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo de energia não- radiativas ( $H + LE + \mu B + S + G$ ) e o saldo de irradiância ( $R_N$ )	143
5.34 -	Perfis médios diurnos da razão do balanço de energia ( $E_{BR}$ ), não incluindo e incluindo a TAE total ( $-S e + S$ )	146
5.35 -	Razão do balanço de energia $(E_{BR})$ contra a velocidade de fricção $(u^*)$ durante o período noturno	148
5.36 -	Como na Figura 5.35, durante o período diurno, em condições neutras ou estáveis ( $\xi > -0,1$ )	148
5.37 -	Como na Figura 5.35, durante o período diurno, em condições instáveis $(\xi \le -0, 1)$	148

5.38 -	Perfis médios diários da TAE calculada pela integração completa ( $S$ ) e pelo método simplificado ( $S_s$ ), para intervalos de meia-hora	151
5.39 -	Regressões lineares entre a TAE calculada pela integração completa ( $S$ ) e pelo método simplificado ( $S_s$ )	152

### LISTA DE TABELAS

4.1	-	Lista de variáveis meteorológicas e suas unidade de medida, instrumentos, seus respectivos modelos e fabricantes, e alturas em que foram realizadas as medições da AWS instalada na torre da Rebio Cuieiras	73
4.2	-	Como na Tabela 4.1, para as medições da SPCD instalada na torre da Rebio Cuieiras	74
4.3	-	Como na Tabela 4.1, para as medições do sistema que emprega o MCVT, instalado na torre da Rebio Cuieiras	74
4.4	-	Como na Tabela 4.1, para as medições da AWS instalada na torre da Rebio Jaru	76
4.5	-	Como na Tabela 4.1, para as medições do sistema que emprega o MCVT, instalado na torre da Rebio Jaru	77
4.6	-	Componentes da TAE na biomassa calculados, as temperaturas de referência usadas ( $T$ para o ar, $T_{tr}$ para o tronco da árvore representativa e $T_C$ para o dossel), os sítios, as alturas e as profundidades em que foram medidas.	84
4.7	-	Valores médios de DAP ( $d_{BH}$ ), área basal total ( $A_{BT}$ ), diâmetro quadrático padrão ( $Q_{SD}$ ) e altura ( $h$ ), obtidos para cada um dos sítios, para árvores com DAP $\ge 10$ cm.	86
4.8	-	Número de árvores ( <i>N</i> ), área basal total ( $A_B$ ), diâmetro quadrático padrão ( $Q_{SD}$ ) e massa específica dos troncos ( $\rho_{tr}$ ) das 10 espécies dominantes no sítio de floresta da Rebio Cuieiras	89
4.9	-	Como na Tabela 4.8, para o sítio de floresta da Rebio Jaru	90
4.10	_	Valores do conteúdo de umidade $(q_{bc})$ , do coeficiente $K_{bc}$ , do calor específico $(c_{bc})$ e da massa fresca por unidade de área de solo $(m_{bc})$ , para cada componente da biomassa das florestas da Rebio Cuieras e da Rebio Jaru	92
5.1	-	Dias selecionados representando a estação seca de 2003, com datas, dias julianos (DJ) e precipitação pluviométrica ( <i>PP</i> ) diária, total e média diária, em mm, com base nos dados coletados na Rebio Cuieiras	102

5.2 -	Como na Tabela 5.1, para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras	104
5.3 -	Como na Tabela 5.1, para a transição entre as estações seca e úmida de 2002, na Rebio Jaru	105
5.4 -	Valores característicos dos componentes da TAE, em W $m^{-2}$ , e suas contribuições percentuais para a TAE total S (somatório do componente dividido pelo somatório de S), encontrados durante os 30 dias selecionados como representativos da estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras (30SC)	132
5.5 -	Como na Tabela 5.4, para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras (30UC)	133
5.6 -	Como na Tabela 5.4, para a transição entre as estações seca e úmida de 2002, na Rebio Jaru (20TJ)	134
5.7 -	Razões (%) envolvendo <i>S</i> , $S_{air}$ , $S_{tr}$ , $S_{cr}$ , $S_{ll}$ e $R_N$ para os conjuntos de dias selecionados como representativos para as estações seca de 2003 (30SC) e úmida de 2004 (30UC) na Rebio Cuieiras, e para a transição entre as estações seca e úmida de 2002 (20TJ) na Rebio Jaru	135
5.8 -	Razões (%) entre os componentes não-radiativos do balanço de energia ( $H$ , $LE$ , $\mu B$ , $S$ , $G$ ) e o saldo de irradiância ( $R_N$ ), para o período diurno dos conjuntos de dias selecionados como representativos para as estações seca de 2003 (30SC) e úmida de 2004 (30UC) na Rebio Cuieiras, e para a transição entre as estações seca e úmida de 2002 (20TJ) na Rebio Jaru	140
5.9 -	Coeficientes linear, angular e de determinação de regressões lineares entre o somatório das densidades de fluxo (não-radiativas) de energia, $H + LE + \mu B + S + G$ , e o saldo de irradiância, $R_N$ ; adicionalmente, a razão do balanço de energia ( $E_{BR}$ ), a percentagem de "desbalanço" de energia ( $E_{IP}$ ) e o erro padrão ( $E_{RR}$ , dado em W m <sup>-2</sup> ), para os 30 dias selecionados como representativos da estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras (30SC)	144
5.10 -	Como na Tabela 5.9, para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras (30UC)	145
5.11 -	Como na Tabela 5.9, para a transição entre as estações seca e úmida de 2002, na Rebio Jaru (20TJ)	145
5.12 -	Valores característicos da TAE, em W m <sup>-2</sup> , obtidos por meio da integração completa ( <i>S</i> ) e pelo método simplificado ( <i>S<sub>s</sub></i> ), para os três conjuntos de dias selecionados (30SC, 30UC e 20 TJ)	151

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABRACOS	- Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
AWS	- Automatic Weather Station
BES	- Balanço de Energia em Superfície
CLS	- Camada Limite Superficial
CPPF	- Coordenação de Pesquisas em Produtos Florestais
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / INPE
DAP	- Diâmetro na Altura do Peito
EEST	- Estação Experimental de Silvicultura Tropical
HL	- Hora Local
IBAMA	- Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
INPA	- Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LBA	- Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LBA2	- Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
MCVT	- Método da Covariância dos Vórtices Turbulentos
SPCD	- Super Plataforma de Coleta de Dados
SVAT	- Transferência Solo-Vegetação-Atmosfera
TAE	- Taxa de Armazenamento Térmico de Energia Acima do Solo

### LISTA DE SÍMBOLOS

#### Latinos

- *a* albedo, adimensional
- A área para integração, m<sup>2</sup>
- $A_B$  área basal de tronco, m<sup>2</sup>
- A<sub>CC</sub> acurária, adimensional
- $\overline{A}_{CFX}$  advecção média horizontal de CO<sub>2</sub>, µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>
- $A'_{CFX}$  advecção de fluxo turbulento horizontal de CO<sub>2</sub>, µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>
- $\overline{A}_{CFZ}$  advecção média vertical de CO<sub>2</sub>, µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>

 $A_G$  - área de solo, m<sup>2</sup>

- $\overline{A}_{LHX}$  advecção média horizontal de calor latente, W m<sup>-2</sup>
- $A'_{LHX}$  advecção de fluxo turbulento horizontal de calor latente, W m<sup>-2</sup>
- $\overline{A}_{LHZ}$  advecção média vertical de calor latente, W m<sup>-2</sup>
- $\overline{A}_{SHX}$  advecção média horizontal de calor sensível, W m<sup>-2</sup>
- $A'_{SHX}$  advecção de fluxo turbulento horizontal de calor sensível, W m<sup>-2</sup>
- $\overline{A}_{SHZ}$  advecção média vertical de calor sensível, W m<sup>-2</sup>
- $A_V$  energia disponível, W m<sup>-2</sup>
- $\overline{A}_{x}$  advecção média horizontal de energia, W m<sup>-2</sup>
- $A'_{X}$  advecção de fluxo turbulento horizontal de energia, W m<sup>-2</sup>
- $\overline{A}_z$  advecção média vertical de energia, W m<sup>-2</sup>
- *b* constante (Equação 3.3), adimensional

- *B* densidade de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>,  $\mu$ mol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>
- *c* escalar qualquer transportado no escoamento do ar, variável
- C concentração de carbono, mol mol<sup>-1</sup>
- $c_{br}$  calor específico dos ramos, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{cel}$  calor específico da celulose, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{dw}$  calor específico da madeira morta, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- CF saldo das trocas de CO<sub>2</sub> com o ecossistema, µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>
- $C_G$  capacidade térmica do solo, J m<sup>-3</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{lv}$  calor específico das folhas, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{lt}$  calor específico da liteira, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{oc}$  calor específico dos componentes de pequeno porte da vegetação, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_p$  calor específico à pressão constante do ar, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{sl}$  calor específico das mudas, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{st}$  calor específico das árvores pequenas, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{tr}$  calor específico dos troncos, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_{tw}$  calor específico dos galhos, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $c_w$  calor específico da água, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $d_0$  deslocamento do plano zero, m
- $d_{BH}$  diâmetro de tronco medido na altura de 1,5 m, m
- $D_G$  difusividade térmica do solo, m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>
- e pressão atual de vapor, Pa
- E densidade de fluxo turbulento de massa de vapor de água, kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>
- $E_{BR}$  razão do balanço de energia, adimensional

- $E_{IP}$  percentagem de "desbalanço" de energia, %
- $E_{RR}$  erro padrão, variável
- *e*<sub>s</sub> pressão de saturação de vapor, Pa
- $E_S$  energia específica, J m<sup>-3</sup>
- *e*<sub>st</sub> pressão de vapor do ponto de ebulição da água, Pa
- *F* fluxo de calor, W
- $f_a$  fração volumétrica de ar no solo, m m<sup>-3</sup>
- $f_c$  fração volumétrica de matéria orgânica no solo, m m<sup>-3</sup>
- $F_r$  fluxo de calor no tronco da árvore "representativa", W
- $f_s$  fração volumétrica de solo, m m<sup>-3</sup>
- $f_w$  fração volumétrica de água no solo, m m<sup>-3</sup>
- g aceleração da gravidade, m s<sup>-2</sup>
- G densidade de fluxo, por condução, de calor no solo, W m<sup>-2</sup>
- *h* altura de árvores, m
- H densidade de fluxo turbulento vertical de calor sensível, W m<sup>-2</sup>
- $H_V$  densidade de fluxo turbulento vertical de calor sensível virtual, W m<sup>-2</sup>
- $K_{bc}$  coeficiente para o cálculo da massa de cada componente da floresta, adimensional
- $k_G$  condutividade térmica do solo, W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- L calor latente de vaporização da água, J kg<sup>-1</sup>
- LE densidade de fluxo turbulento vertical de calor sensível, W m<sup>-2</sup>
- LH saldo das trocas de calor latente com o ecossistema, W m<sup>-2</sup>
- $L_{MO}$  comprimento de Monin-Obukhov, m
- $m_{br}$  massa fresca de ramos por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>

- $m_{dw}$  massa fresca de madeira morta por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $M_f$  massa fresca total de árvore, kg
- $m_{lv}$  massa fresca de folhas por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $m_{lt}$  massa fresca de liteira por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $m_{oc}$  massa fresca dos componentes de pequeno porte por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $m_{sl}$  massa fresca de mudas por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $m_{st}$  massa fresca de pequenas árvores por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $M_t$  massa fresca total do conjunto de N árvores, kg
- $m_{tr}$  massa fresca de troncos por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- $m_{tw}$  massa fresca de galhos por unidade de área de solo, kg m<sup>-2</sup>
- N número total de árvores na floresta
- patm pressão atmosférica, Pa
- $p_0$  pressão atmosférica padrão ou de referência ao nível do mar, Pa
- PP precipitação pluviométrica, mm
- $P_{RE}$  precisão, adimensional
- q umidade específica, kg kg<sup>-1</sup>
- $q_{br}$  conteúdo de umidade nos ramos, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- $q_{dw}$  conteúdo de umidade na madeira morta, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- $q_{lv}$  conteúdo de umidade nas folhas, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- $q_{lt}$  conteúdo de umidade na liteira, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- $q_{oc}$  conteúdo de umidade nos componentes de pequeno porte, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- $Q_{SD}$  diâmetro quadrático padrão, m
- $q_{sl}$  conteúdo de umidade nas mudas m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
$q_{st}$  - conteúdo de umidade nas árvores pequenas, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>

- $q_{tr}$  conteúdo de umidade nos troncos, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- $q_{tw}$  conteúdo de umidade nos galhos, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>
- *r* variável radial, m
- *R* raio de tronco, m
- $R_d$  constante dos gases para o ar seco, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>
- $R_L$  saldo de irradiância de ondas longas, W m<sup>-2</sup>
- $R_{Lin}$  irradiância de ondas longas incidente, W m<sup>-2</sup>
- $R_{Lout}$  irradiância de ondas longas emitida pela superfície, W m<sup>-2</sup>
- $R_N$  saldo de irradiância, W m<sup>-2</sup>
- $R_s$  saldo de irradiância de ondas curtas, W m<sup>-2</sup>
- $R_{Sin}$  irradiância de ondas curtas incidente, W m<sup>-2</sup>
- $R_{Sout}$  irradiância de ondas curtas refletida pela superfície, W m<sup>-2</sup>
- S taxa de armazenamento térmico de energia acima do solo, W m<sup>-2</sup>
- $S_{air}$  taxa de armazenamento térmico de energia no ar, W m<sup>-2</sup>
- $S_{air(s)}$  taxa de armazenamento térmico de energia no ar calculada por método simplificado, W m<sup>-2</sup>
- $S_{bio}$  taxa de armazenamento térmico de energia na biomassa, W m<sup>-2</sup>
- $S_{br}$  taxa de armazenamento térmico de energia nos ramos, W m<sup>-2</sup>
- $S_C$  taxa de armazenamento de CO<sub>2</sub>, µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>
- $S_{cr}$  taxa de armazenamento térmico de energia na copa, W m<sup>-2</sup>
- $S_{cr(s)}$  taxa de armazenamento térmico de energia na copa calculada por método simplificado, W m<sup>-2</sup>
- $S_{dw}$  taxa de armazenamento térmico de energia na madeira morta, W m<sup>-2</sup>

- SH saldo das trocas de calor sensível com o ecossistema, W m<sup>-2</sup>
- $S_{ll}$  taxa de armazenamento térmico de energia no estrato inferior da floresta, W m<sup>-2</sup>
- $S_{ll(s)}$  taxa de armazenamento térmico de energia no estrato inferior da floresta calculada por método simplificado, W m<sup>-2</sup>
- $S_{lv}$  taxa de armazenamento térmico de energia nas folhas, W m<sup>-2</sup>
- $S_{lt}$  taxa de armazenamento térmico de energia na liteira, W m<sup>-2</sup>
- $S_{oc}$  taxa de armazenamento térmico de energia nos componentes de pequeno porte, W m<sup>-2</sup>
- $S_q$  taxa de armazenamento térmico de energia no ar causada pelas variações de umidade específica, W m<sup>-2</sup>
- $S_{q(s)}$  taxa de armazenamento térmico de energia no ar causada pelas variações de umidade específica e calculada por método simplificado, W m<sup>-2</sup>
- $S_{sl}$  taxa de armazenamento térmico de energia nas mudas, W m<sup>-2</sup>
- $S_{st}$  taxa de armazenamento térmico de energia nas árvores pequenas, W m<sup>-2</sup>
- $S_T$  taxa de armazenamento térmico de energia no ar causada pelas variações de temperatura, W m<sup>-2</sup>
- $S_{T(s)}$  taxa de armazenamento térmico de energia no ar causada pelas variações de temperatura e calculada por método simplificado, W m<sup>-2</sup>
- $S_{tr}$  taxa de armazenamento térmico de energia nos troncos, W m<sup>-2</sup>
- $S_{tr(s)}$  taxa de armazenamento térmico de energia nos troncos calculada por método simplificado, W m<sup>-2</sup>
- $S_{tw}$  taxa de armazenamento térmico de energia nos galhos, W m<sup>-2</sup>
- *t* tempo, s
- T temperatura do ar, °C
- $T_C$  temperatura do dossel, °C
- $T_G$  temperatura do solo, °C
- $T_s$  temperatura da superfície, K

- $T_{st}$  temperatura ponto de ebulição da água, K
- $T_{tr}$  temperatura de tronco, °C
- *u* componente horizontal da velocidade do vento alinhado com o eixo x, m s<sup>-1</sup>
- $u^*$  velocidade de fricção, m s<sup>-1</sup>
- UR umidade relativa, %
- v componente horizontal da velocidade do vento alinhado com o eixo y, m s<sup>-1</sup>
- V volume para integração, m<sup>3</sup>
- $V_{cil}$  volume cilíndrico de tronco, m<sup>3</sup>
- $V_{con}$  volume de tronco de cone, m<sup>3</sup>
- VPD déficit de pressão de vapor, Pa
- w componente vertical da velocidade do vento alinhado com o eixo z, m s<sup>-1</sup>
- *x* eixo coordenado horizontal retangular (abscissas), m
- y eixo coordenado horizontal retangular (ordenadas), m
- *z* eixo coordenado vertical retangular, m
- $z_r$  altura de referência, m
- *z*<sub>tr</sub> altura de tronco de referência, m

# Gregos

- $\alpha_{1,2}$  coeficientes de ajuste para  $S_{air(s)}$ , adimensional
- $\beta$  coeficiente de ajuste para  $S_{tr(s)}$ , adimensional
- $\delta_{1,2}$  coeficientes de ajuste para  $S_{ll(s)}$ , adimensional
- $\Delta c$  fator de correção devido ao calor de umedecimento dos poros da celulose seca, J  $kg^{-1}~K^{-1}$

- $\Delta q_r$  taxa de variação horária da umidade específica representativa do ar da floresta, kg kg<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>
- $\Delta T_r$  taxa de variação horária da temperatura representativa do ar da floresta, °C s<sup>-1</sup>
- $\Delta T_r^*$  taxa de variação horária da temperatura representativa do ar da floresta adiantada em uma hora, °C s<sup>-1</sup>
- $\Delta t$  intervalo de tempo, s
- $\Delta z_r$  altura do nível de referência  $z_r$ , m
- $\varepsilon$  emissividade, adimensional
- $\gamma_{1,2}$  coeficientes de ajuste para  $S_{cr(s)}$ , adimensional
- $\Gamma_f$  fator de forma de tronco, adimensional
- *K* constante de von Karman, adimensional
- $\mu$  energia específica equivalente para fixação de CO<sub>2</sub>, J  $\mu$ mol<sup>-1</sup>
- $\mu B$  densidade de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>, W m<sup>-2</sup>
- $\pi$  3,14159265358979
- $\theta$  ângulo para integração, rad
- $\Theta_V$  temperatura potencial virtual, K
- $\rho_a$  massa específica do ar, kg m<sup>-3</sup>
- $\rho_c$  massa específica de matéria orgânica no solo, kg m<sup>-3</sup>
- $\rho_s$  massa específica do solo, kg m<sup>-3</sup>
- $\rho_{tr}$  massa específica dos troncos, kg m<sup>-3</sup>
- $\rho_w$  massa específica da água, kg m<sup>-3</sup>
- $\sigma$  constante de Stefan-Boltzmann, W m<sup>-2</sup> K<sup>-4</sup>
- $\xi$  parâmetro de estabilidade da camada atmosférica, adimensional

# Índices

- *i* camadas horizontais da floresta
- *j* anéis concêntricos de tronco

*k* - passo de tempo

- *l* número de camadas horizontais de ar
- $l_{tr}$  número de camadas horizontais de tronco
- *n*<sub>tr</sub> número de anéis concêntricos de tronco

# 1 INTRODUÇÃO

As florestas tropicais envolvem as regiões equatoriais continentais do planeta e cobrem em torno de 60% das áreas florestadas, encerrando 17,6 milhões de km<sup>2</sup>, o que equivale a cerca de 13% da totalidade da área de superfície continental. Desta área, aproximadamente 40% é correspondente à Floresta Amazônica, a qual hospeda o mais extenso bloco de floresta tropical úmida do mundo (CARSWELL ET AL., 2002; DIXON ET AL., 1994; MALHI E GRACE, 2000).

Presentemente, com o aquecimento global em andamento, a região Amazônica é uma considerável extensão de terra em rápida marcha de mudanças, em virtude do progressivo avanço econômico sobre sua vegetação e bacia hidrográfica. Destarte, são reunidas alterações ambientais, climáticas e hidrológicas, numa área de quase 7,0 milhões de km<sup>2</sup>, espalhada por nove países. Efetivamente, da área desta região, também conhecida como Amazônia, Selva Amazônica ou Bacia Amazônica, a floresta ocupa cerca de 5,5 milhões de km<sup>2</sup>. A maior porção desta floresta está localizada no território brasileiro, representando 60% do total, mas também se estende em partes do Peru (com 13%), Colômbia, Venezuela, Equador, Bolívia, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. A área pertencente ao Brasil é chamada de Amazônia Legal e abrange os Estados do Amazonas (com a maior parcela de floresta preservada no país), Pará, Roraima, Amapá, Acre, Rondônia, Mato Grosso, Tocantins e oeste do Maranhão.

A região Amazônica é revestida, essencialmente, por uma vasta floresta tropical primária densa e fechada, higrófita (adaptada à grande umidade), perenifólia (apresenta folhas verdes nas copas durante o ano todo), e latifoliada (dotada de folhas grandes e largas), intercalada por rios, igarapés (riachos), lagos, canais, pântanos, trechos de savana, praias arenosas e algumas outras formações. As matas primárias da Amazônia podem ser divididas em duas grandes categorias: florestas de terra firme, localizadas em terras mais altas, e florestas inundáveis, sujeitas a alagações anuais ou diárias (AYRES, 1995). As florestas de terra firme ocupam entre 80 e 90% da superfície total da Amazônia e são caracterizadas por elevados valores de biomassa e alta biodiversidade. Estas florestas são situadas geralmente em terrenos ondulados, a baixas altitudes,

raramente indo além de 250 m acima do nível do mar, e detêm as árvores mais altas, algumas atingindo cerca de 50 m de altura. As florestas primárias de terra firme têm diferentes comunidades florísticas que são, de modo geral, representadas por pequenas ilhas de outros tipos de vegetação, importantes para a manutenção da diversidade faunística. Estas ilhas são trechos de floresta secundária, clareiras resultantes de quedas de árvores, raios ou morte de grandes árvores, áreas com cobertura densa de cipós, margens dos igarapés, encostas, pequenas serras, ilhas de pântanos e muitas outras formações menores (AYRES, 1995).

Em razão do particular potencial amazônico para afetar o clima e, consequentemente, as atividades antropogênicas no Brasil e ao longo do globo terrestre, fundamentalmente motivado pela considerável extensão de floresta existente na região, têm-se realizado diversos experimentos e estudos com o intuito de se obterem informações mais precisas sobre as contribuições da região para as trocas de energia e de carbono com a atmosfera. Em 1998, para responder a este desafio global, o Governo Brasileiro, apoiado por acordos internacionais, deu origem ao Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia ("Large Escale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia" – LBA), um dos maiores projetos científicos de cooperação internacional do mundo. No âmbito do LBA, tem-se produzido um número crescente de resultados observacionais e de modelagem, mostrando que as florestas da Amazônia desempenham um papel crucial no sistema climático regional e global (COX ET AL., 2008; VON RANDOW ET AL., 2004), pois são fontes importantes de calor e de vapor de água para a atmosfera (HERDIES ET AL., 2002). Estas florestas geram a maior parte da evaporação da superfície continental e, portanto, exercem uma influência significativa no ciclo hidrológico global (CHOUDHURY ET AL., 1998), além de lhes ser atribuído um proeminente papel no balanço de carbono atmosférico (MALHI ET AL., 1999). A intensa evaporação governa a convecção tropical e tem uma função importante na circulação atmosférica global (MALHI ET AL., 2002), por meio de absorção de energia e reciclando cerca de metade da precipitação que ocorre sobre a região.

Mais recentemente, para evidenciar as causas, as consequências e explicar cientificamente, de maneira mais atualizada e contextualizada, as mudanças em

sucessão na Amazônia, o Ministério da Ciência e Tecnologia e o Comitê Científico Internacional do LBA propuseram novas metas de pesquisas por meio de um programa de governo. Surgiu, assim, o Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA2). O estudo apresentado aqui, realizado com muitos dados ainda não publicados na literatura corrente, faz parte do LBA e foi finalizado no âmbito do LBA2. Essencialmente, tratam-se nesta pesquisa da partição e do balanço de energia em superfície (BES), com ênfase especial nos componentes da taxa de armazenamento térmico de energia acima do solo (TAE), em florestas de terra firme localizadas nas regiões central e sudoeste da Amazônia.

A análise do BES em uma região florestada é necessária para a compreensão dos processos climáticos envolvidos com os componentes da vegetação e de seus efeitos em diversas escalas espaciais e temporais. Igualmente, o conhecimento das densidades de fluxo superficiais de energia e de suas particularidades sobre florestas, é básico para qualquer modelo que simule a interação solo-vegetação-atmosfera. Assim sendo, atualmente, algumas das preocupações mais fundamentais apresentadas e muito discutidas em estudos de micrometeorologia de florestas e áreas correlatas, são a persistente falta de fechamento do BES e a grande variação nas densidades de fluxo de escalares, dadas as condições atmosféricas e de terreno. Além do mais, é particularmente difícil, e suscetível a muitos erros, medir as trocas de energia numa floresta tropical, em circunstância da notável heterogeneidade em espécies e tamanhos de árvore (MONTENY ET AL., 1985). Tipicamente, em florestas da Amazônia, as medições independentes dos componentes do BES representam de 70 a 90% do saldo de irradiância medido, como demonstrado por diversos estudos realizados na última década (ARAÚJO ET AL., 2002; MALHI ET AL., 2002; MICHILES E GIELOW, 2008; ROCHA ET AL., 2004; VON RANDOW ET AL., 2004). Deste modo, vários mecanismos têm sido propostos como possíveis causas do problema de fechamento do BES como, por exemplo, os erros e as incertezas instrumentais, a não-inclusão de termos necessários, como as energias armazenadas abaixo da copa e na camada superior de solo, e as heterogeneidades das áreas adjacentes, o que causaria trocas de energia por advecção e por grandes vórtices (CULF ET AL., 2004; FOKEN, 2008b).

Neste contexto, ao examinar o BES em florestas da região Amazônica, merecida consideração deve ser dirigida à TAE no volume ocupado pelas partes constituintes da vegetação e pelo ar contíguo, pois a mesma pode aparecer como um termo importante para o fechamento deste balanço, particularmente em curtos períodos de tempo, menores que um dia. Segundo Michiles e Gielow (2008), Moore e Fisch (1986) e Viswanadham et al. (1990), para florestas de terra firme da Amazônia central, os valores horários da TAE podem ser uma fração relevante do saldo de irradiância, principalmente durante as primeiras horas da manhã, em períodos nublados e chuvosos, e à noite. Outrossim, como vários estudos de modelagem (DICKINSON ET AL., 1991; GARRATT, 1993; VITERBO E BELJAARS, 1995) têm mostrado que o desempenho dos modelos numéricos que simulam o comportamento atmosférico depende de uma representação mais realística dos muitos processos que ocorrem em superfície e esta, por sua vez, pode contribuir para previsões de tempo mais precisas, a inclusão da TAE para áreas de floresta apresenta-se necessária para aperfeiçoar estes modelos, principalmente na simulação de fenômenos com respostas em curta escala de tempo (LEGG E MONTEITH, 1975; SHUTTLEWORTH ET AL., 1985). Neste sentido, Silberstein et al. (2003) incluíram o cálculo da TAE em floresta num modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT) denominado COUPLE, usando o método "force-restore" (DEARDORFF, 1978) para o cálculo da TAE nos troncos, ignorando sua natureza cilíndrica. Segundo seus resultados, o método provou ser adequado para simular o comportamento da TAE nos troncos, pois, quando comparado ao cálculo observacional, capturou bem a tendência de seu perfil horário, embora tenha sido sensível ao valor escolhido para a difusividade térmica e à estimativa de biomassa da floresta. Recentemente, Haverd et al. (2007), após analisarem o método desenvolvido por Meesters e Vugts (1996) para o cálculo da TAE nos troncos a partir da decomposição, por série de Fourier, dos dados de temperatura do ar, perceberam que seria inviável implementá-lo num modelo SVAT. Assim sendo, propuseram um método analítico para o cálculo da TAE nos troncos com base na solução da equação de condução do calor, que também é independente de medidas de temperatura de tronco e inclui os efeitos de trocas de calor por convecção e radiação nos troncos. Seus resultados mostraram que a inclusão da TAE melhorou o fechamento do BES

observacional e houve melhor concordância entre as densidades de fluxo turbulento de calor medidas e modeladas.

Os principais objetivos do presente trabalho foram determinar a TAE, por metodologias mais completas e eficientes, analisar as densidades de fluxo superficiais de energia e estudar o papel de cada componente no fechamento do BES, para dois sítios de floresta de terra firme da Amazônia, especificamente, Reserva Biológica do Cuieiras, na região central, e Reserva Biológica do Jaru, na parte sudoeste.

Os objetivos específicos foram:

- a) aprimoramento dos desenvolvimentos teóricos e métodos relacionados aos cálculos dos fluxos de calor em troncos e dos componentes da TAE em florestas,
- b) determinação das densidades de fluxo superficiais de energia, com ênfase na TAE, e do BES na floresta de terra firme da Reserva Biológica do Cuieiras, na Amazônia central, durante a estação seca de 2003 e a estação úmida de 2004,
- c) determinação das densidades de fluxo superficiais de energia, com ênfase na TAE, e do BES na floresta de terra firme da Reserva de Biológica do Jaru, no sudoeste da Amazônia, durante a transição entre as estações seca e úmida de 2002,
- d) verificação do fechamento do BES para diferentes escalas de tempo e condições de estabilidade atmosférica,
- e) obtenção de expressões simplificadas para o cálculo TAE utilizando medidas de temperatura e umidade específica do ar, realizadas rotineiramente em torres, para intervalos de 30 minutos.

# 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

## 2.1 Balanço de Energia em Superfície para Áreas de Floresta

O balanço de energia em superfície constitui um dos alicerces mais fundamentais da micrometeorologia de florestas moderna, evidenciando a chegada, a saída e o armazenamento de energia no volume ocupado pela vegetação e suas circunvizinhanças (FINNIGAN ET AL., 2001). A equação que descreve o BES é baseada no princípio da conservação de energia, ou melhor, é tratada como uma formulação da primeira lei da termodinâmica. Esta lei básica da física é usualmente obtida concebendo um sistema (volume) em equilíbrio termodinâmico, isto é, um sistema que está inicialmente em repouso e, após trocar calor com suas vizinhanças e realizar ou sofrer trabalho mecânico, retorna ao estado de repouso, numa nova situação de energia interna é igual à diferença entre o calor adicionado ao sistema e o trabalho realizado por ele (SEARS E SALINGER, 1975; HOLTON, 2004).

Diante disto, a equação do balanço pode ser escrita, para uma região de floresta, fazendo uso do conceito de volume de controle. Assim, como o volume precisa ser considerado constante, não há efetivação de trabalho mecânico, observando que os vários fluxos de calor devem ser integrados sobre a superfície do volume de controle (a direção do fluxo não é importante) e que o saldo da convergência e divergência dos fluxos em todas as direções determina o armazenamento ou a liberação de energia por este volume (variação da energia interna do sistema termodinâmico). Daí, assumindo que a vegetação é opaca à irradiância de ondas longas (não há reflexão deste tipo de irradiância) e que abaixo da interface solo-ar existe uma coluna que se estende até uma profundidade na qual as densidades de fluxos verticais de calor são desprezíveis, a equação do balanço de energia pode ser escrita como a seguir (ARYA, 2001; SELLERS, 1966; WILSON ET AL., 2002):

$$R_N = H + LE + \mu B + S + G + \overline{A}_X + \overline{A}_Z + A'_X$$
(2.1)

na qual  $R_N$  é o saldo de irradiância; H e LE são as densidades de fluxo turbulento verticais (convectivas) de calores sensível e latente, este último em virtude da evapotranspiração, com L e E representando, respectivamente, o calor latente de vaporização da água e a densidade de fluxo turbulento de massa de vapor de água;  $\mu B$  é a densidade de fluxo turbulento vertical de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), com  $\mu$  denotando a energia específica equivalente para fixação de CO<sub>2</sub> (BLANKEN ET AL., 1997; MONTENY ET AL., 1985); *S* é a TAE no volume de controle que encerra a vegetação; *G* é a densidade de fluxo, por condução, de calor no solo;  $\overline{A}_x$  e  $\overline{A}_z$  são, respectivamente, as advecções médias horizontal e vertical de energia no volume de controle;  $A'_x$  é a advecção horizontal dos fluxos turbulentos de calor e de massa no volume de controle. Todos os termos da Equação 2.1 são dados em W m<sup>-2</sup> e, separadamente, L, E,  $\mu$  e B, são dados, respectivamente, em J kg<sup>-1</sup>, kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, J  $\mu$ mol<sup>-1</sup> e  $\mu$ mol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Uma ilustração esquemática das trocas de energia que ocorrem no sistema solo-vegetação-atmosfera, através de um volume de controle, é apresentada na Figura 2.1.



Figura 2.1 - Ilustração esquemática das trocas de energia no sistema solo-vegetaçãoatmosfera que ocorrem num volume de controle, durante o ciclo diurno, em períodos sem a ocorrência de precipitação pluviométrica.

#### 2.2 Balanço de Irradiância

Todas as regiões de floresta, durante um certo período do dia, têm suas superfícies expostas à irradiância solar (ondas curtas), que é refletida, absorvida ou transmitida através dos elementos que compõem o corpo da vegetação. A mais, estas superfícies recebem uma certa quantidade de irradiância térmica (ondas longas) da atmosfera que, similarmente, é absorvida ou transmitida (não se considerou a reflexão). Em virtude de qualquer objeto com temperatura acima do zero absoluto emitir energia, as superfícies naturais terrestres também emitem irradiância térmica. À irradiância que chega à superfície (descendente) dá-se um sinal positivo, em circunstância da mesma adicionar energia, e à irradiância que deixa a superfície (ascendente) atribui-se um sinal negativo, por esta retirar energia. Quando se somam todas as irradiâncias que chegam e que deixam a superfície, o resultado é a irradiância absorvida, chamada de saldo de irradiância  $(R_N)$ , conforme se apresenta na Equação 2.2. O saldo de irradiância é a principal forçante meteorológica, provocando o aquecimento e o resfriamento do ambiente florestal e, fisicamente, representa a quantidade de densidade de fluxo superficial de energia radiante disponível para a partição em outras formas de energia, que guiam os processos que ocorrem em superfície (FINNIGAN ET AL., 2001; HARTMANN, 1994).

$$R_N = R_{Sin} - R_{Sout} + R_{Lin} - R_{Lout}$$
(2.2)

em que  $R_{Sin}$  e  $R_{Sout}$  são, respectivamente, as irradiâncias de ondas curtas descendente e ascendente, e  $R_{Lin}$  e  $R_{Lout}$  representam similarmente a mesma definição, só que para irradiâncias de ondas longas.

Na realidade, a irradiância de ondas curtas ascendente,  $R_{Sout}$ , é a fração de  $R_{Sin}$  que é refletida pela superfície, ou seja:

$$R_{Sout} = aR_{Sin} \tag{2.3}$$

com a sendo o albedo da superfície.

A irradiância de ondas longas emitida pela superfície (ascendente),  $R_{Lout}$ , pode ser facilmente estimada como função de sua temperatura absoluta ( $T_s$ ) por meio da equação de aproximação de corpo cinzento da lei de Stefan-Boltzmann, quer dizer:

$$R_{Lout} = \varepsilon \sigma T_s^4 \tag{2.4}$$

sendo  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann, igual a 5,67 × 10<sup>-8</sup> W m<sup>-2</sup> K<sup>-4</sup>, e  $\varepsilon$  a emissividade da superfície. Corpos cinzentos apresentam emissividades menores que 1,00 e, para a maioria das superfícies naturais, observam-se valores entre 0,90 e 0,98.

### 2.3 Densidades de Fluxo Turbulento de Calor e de Massa

As densidades de fluxo turbulento de calor e de massa, além de boa parte dos componentes do balanço de energia em superfície, podem ser inferidas com base nas equações de conservação de um escalar *c* transportado ao longo de um fluido. Este tipo de movimento é governado pela derivada substantiva abaixo:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z} = s(x, y, z, t)$$
(2.5)

cujos eixos x e y estão alinhados, respectivamente, com os componentes horizontais u e v da velocidade do vento, e o eixo z é perpendicular à superfície do terreno local e alinhado ao componente vertical w da velocidade do vento (LEE, 1998; FINNIGAN, 1999). O primeiro termo da esquerda da Equação 2.5 representa a variação local de c e os três últimos termos denotam a advecção de c em x, y e z. No lado direito da Equação 2.5, s(x, y, z, t) representa a intensidade da fonte de c (desprezou-se a difusão molecular).

Quando um escoamento é turbulento, as variáveis se alteram irregularmente no tempo e no espaço tridimensional. Desta forma, de acordo com a decomposição de Reynolds, podem-se expressar as variáveis pela soma de suas partes médias e turbulentas (STULL, 1988), isto é:

$$c = \overline{c} + c' \tag{2.6a}$$

$$u = \overline{u} + u' \tag{2.6b}$$

$$v = \overline{v} + v' \tag{2.6c}$$

$$w = \overline{w} + w' \tag{2.6d}$$

nas quais as barras (–) e os primos (') denotam, respectivamente, as médias temporais e os desvios destas médias. Aplicando a decomposição de Reynolds apresentada nas Equações 2.6, tomando a média da Equação 2.5 e empregando as propriedades das médias de Reynolds, a equação resultante é:

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} + \overline{u'} \frac{\partial c'}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \overline{c}}{\partial y} + \overline{v'} \frac{\partial \overline{c}'}{\partial y} + \overline{w} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} + \overline{w'} \frac{\partial c'}{\partial z} = \overline{s}$$
(2.7)

Assumindo que o escoamento que ocorre na camada limite atmosférica é, de forma aproximada, incompressível (Mach < 0,3), reduz-se a equação da continuidade a:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$
(2.8)

Novamente, empregando a decomposição de Reynolds e calculando a média da Equação 2.8, obtêm-se as expressões:

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w}}{\partial z} = 0$$
(2.9a)

e

$$\frac{\overline{\partial u'}}{\partial x} + \frac{\overline{\partial v'}}{\partial y} + \frac{\overline{\partial w'}}{\partial z} = 0$$
(2.9b)

Utilizando as propriedades da derivação, rearranja-se a Equação 2.7 como:

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \overline{c}}{\partial y} + \overline{w} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} + \frac{\overline{\partial u'c'}}{\partial x} + \frac{\overline{\partial v'c'}}{\partial y} + \frac{\overline{\partial w'c'}}{\partial z} - c' \left(\frac{\overline{\partial u'}}{\partial x} + \frac{\overline{\partial v'}}{\partial y} + \frac{\overline{\partial w'}}{\partial z}\right) = \overline{s} \quad (2.10)$$

Em conformidade com a Equação 2.9b, o último termo do lado esquerdo da Equação 2.10 é nulo; portanto, considerando um escoamento bidimensional em x e z, por simplicidade, o resultado é:

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} + \overline{w} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} + \frac{\overline{\partial u'c'}}{\partial x} + \frac{\overline{\partial w'c'}}{\partial z} = \overline{s}$$
(2.11)

Por definição, o saldo das trocas do escalar c no ecossistema (*NEE<sub>c</sub>*), entre a superfície do solo e uma altura de referência  $z_r$ , é dado por:

$$NEE_{c} = \int_{0}^{z_{r}} \overline{s} dz + (\overline{w'c'})_{0}$$
(2.12)

em que  $(\overline{w'c'})_0$  representa o fluxo que entra ou sai pela base do volume de controle. A substituição da Equação 2.11 na 2.12, reverte em:

$$NEE_{c} = \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{c}}{\partial t} dz + \int_{0}^{z_{r}} \overline{u} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_{r}} \overline{w} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial u'c'}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial w'c'}{\partial z} dz + (\overline{w'c'})_{0} \quad (2.13)$$

Resolvendo o quinto termo do lado direito da Equação 2.13, obtém-se a expressão:

$$\int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} dz = (\overline{w'c'})_{z_{r}} - (\overline{w'c'})_{0}$$
(2.14)

Logo, a Equação 2.13 reduz-se a:

$$NEE_{c} = \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{c}}{\partial t} dz + (\overline{w'c'})_{z_{r}} + \int_{0}^{z_{r}} \overline{u} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_{r}} \overline{w} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} dz$$
(2.15)

A Equação 2.15 ilustra que  $NEE_c$  consiste de cinco componentes, ou seja, armazenamento abaixo da altura de referência (primeiro termo no lado direito), fluxo turbulento vertical no nível da altura de referência (segundo termo), advecção média horizontal (terceiro termo), advecção média vertical (quarto termo) e advecção do fluxo turbulento horizontal.

Empregando a Equação 2.15 para calcular as trocas de calor, vapor de água e  $CO_2$  no ecossistema, logram-se as seguintes equações:

$$NEE_{T} = \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{T}}{\partial t} dz + (\overline{w'T'})_{z_{r}} + \int_{0}^{z_{r}} \overline{u} \frac{\partial \overline{T}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_{r}} \overline{w} \frac{\partial \overline{T}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial u'T'}{\partial x} dz \qquad (2.16a)$$

$$NEE_{q} = \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{q}}{\partial t} dz + (\overline{w'q'})_{z_{r}} + \int_{0}^{z_{r}} \overline{u} \frac{\partial \overline{q}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_{r}} \overline{w} \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial u'q'}{\partial x} dz$$
(2.16b)

$$NEE_{C} = \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial \overline{C}}{\partial t} dz + (\overline{w'C'})_{z_{r}} + \int_{0}^{z_{r}} \overline{u} \frac{\partial \overline{C}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_{r}} \overline{w} \frac{\partial \overline{C}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_{r}} \frac{\partial u'C'}{\partial x} dz \qquad (2.16c)$$

nas quais T,  $q \in C$  representam, respectivamente, a temperatura do ar, umidade específica do ar e concentração de CO<sub>2</sub>. Desta forma, os saldos das trocas de calor sensível (SH), de calor latente (LH) e de CO<sub>2</sub> (CF) com o ecossistema, são dados, respectivamente, por:

$$SH = \rho_a c_p \left[ \int_0^{z_r} \frac{\partial \overline{T}}{\partial t} dz + (\overline{w'T'})_{z_r} + \int_0^{z_r} \overline{u} \frac{\partial \overline{T}}{\partial x} dz + \int_0^{z_r} \overline{w} \frac{\partial \overline{T}}{\partial z} dz + \int_0^{z_r} \frac{\partial u'T'}{\partial x} dz \right]$$
(2.17a)

$$LH = \rho_a L \left[ \int_{0}^{z_r} \frac{\partial \overline{q}}{\partial t} dz + (\overline{w'q'})_{z_r} + \int_{0}^{z_r} \overline{u} \frac{\partial \overline{q}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_r} \overline{w} \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_r} \overline{\frac{\partial u'q'}{\partial x}} dz \right]$$
(2.17b)

$$CF = M_c \left[ \int_{0}^{z_r} \frac{\partial \overline{C}}{\partial t} dz + (\overline{w'C'})_{z_r} + \int_{0}^{z_r} \overline{u} \frac{\partial \overline{C}}{\partial x} dz + \int_{0}^{z_r} \overline{w} \frac{\partial \overline{C}}{\partial z} dz + \int_{0}^{z_r} \frac{\partial u'C'}{\partial x} dz \right]$$
(2.17c)

com  $\rho_a$ ,  $c_p \in M_c$ , denotando, respectivamente, a massa específica e calor específico à pressão constante do ar seco, e massa molar do carbono. De maneira resumida, escrevem-se as Equações 2.17 como:

$$SH = S_T + H + \overline{A}_{SHX} + \overline{A}_{SHZ} + A'_{SHX}$$
(2.18a)

$$LH = S_q + LE + \overline{A}_{LHX} + \overline{A}_{LHZ} + A'_{LHX}$$
(2.18b)

$$CF = S_C + B + \overline{A}_{CFX} + \overline{A}_{CFZ} + A'_{CFX}$$
(2.18c)

Em geral, nos estudos de micrometeorologia de florestas, consideram-se apenas os primeiros dois termos do lado direito das Equações 2.18. Seja pela adoção de homogeneidade horizontal, por assumir que alguns termos são pouco representativos ou por dificuldades de medição.

### 2.4 Taxas de Armazenamento de Energia Acima do Solo

Neste trabalho, preferiu-se a expressão "armazenamento de energia" no lugar de "armazenamento de calor" (comumente apresentada na literatura), por ser conceitualmente correta. De acordo com sua definição termodinâmica, calor é uma forma de energia em trânsito que ocorre mediante uma diferença de temperatura entre a fonte da qual a energia está vindo e o sumidouro para o qual ela está indo. Assim sendo, calor é uma forma de energia cinética e é transferida por meio de três processos: condução, convecção e radiação. A energia não é calor antes de começar a fluir ou após o fluxo ter cessado (PARKER, 1984, p. 839-842; SEARS E SALINGER, 1975).

Desta maneira, a taxa de armazenamento de energia *S* é definida como a taxa de variação temporal de energia específica  $E_S$  (dada em J m<sup>-3</sup>) armazenada num volume *V*, causada pelo fluxo de calor *F* que ocorre através da superfície externa deste volume, por unidade de área de solo  $A_G$ . Por conseguinte, escreve-se matematicamente como:

$$S = \frac{F}{A_G} = \frac{1}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_V E_S dV$$
(2.19)

A TAE total em uma floresta compõe-se pelos seguintes termos que representam os armazenamentos acima do solo: térmico no ar ( $S_{air}$ ), térmico na biomassa ( $S_{bio}$ ) e de CO<sub>2</sub> ( $\mu S_C$ ). Portanto:

$$S = S_{air} + S_{bio} + \mu S_C \tag{2.20}$$

A TAE no ar tem dois componentes que resultam das mudanças de temperatura no ar,  $S_T$ , e de umidade específica,  $S_q$ , como segue:

$$S_{air} = S_T + S_a \tag{2.21}$$

Pode-se subdividir a TAE na biomassa da floresta em três partes principais, a saber:

$$S_{bio} = S_{tr} + S_{cr} + S_{ll}$$
(2.22)

em que  $S_{tr}$  e  $S_{cr}$  são, respectivamente, a TAE nos troncos e na copa das árvores, e  $S_{ll}$  é a TAE no estrato inferior da floresta. A TAE na copa,  $S_{cr}$ , divide-se em três parcelas, ou seja:

$$S_{cr} = S_{br} + S_{tw} + S_{lv}$$
(2.23)

sendo  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$  e  $S_{lv}$ , respectivamente, a TAE nos ramos, nos galhos e nas folhas. Por sua vez, a TAE no estrato inferior constitui-se de cinco elementos da biomassa, isto é:

$$S_{ll} = S_{st} + S_{sl} + S_{dw} + S_{lt} + S_{oc}$$
(2.24)

na qual  $S_{st}$  é a TAE nas árvores pequenas (com diâmetros menores que 10 cm),  $S_{sl}$  é a TAE nas mudas,  $S_{dw}$  é a TAE na madeira morta (em pé ou caída sobre o solo),  $S_{lt}$  é a TAE nas raízes externas e na liteira fina, que se compõe, essencialmente, de folhas mortas depositadas sobre o solo da floresta, e  $S_{oc}$  é a TAE nos componentes de pequeno porte da biomassa, incluindo palmáceas, trepadeiras e outras partes não-lenhosas.

Dentre todos os termos que fazem parte da TAE na biomassa,  $S_{tr}$  é aquele que apresenta a maior contribuição; no entanto, sua determinação é a mais difícil, visto que depende de medições de temperaturas de tronco que precisam ser aferidas cuidadosamente, porquanto existem diversos fatores naturais que interferem e provocam erros nestas medições. Do mesmo modo, exigem-se informações a respeito da biomassa, das propriedades térmicas e das dimensões dos troncos que compõem a floresta. Contudo, a principal dificuldade reside na heterogeneidade causada pelo grande número de espécies de árvores que ocorrem em florestas naturais, em especial nos trópicos úmidos. Esta variação em espécie reverte numa larga banda de dimensões espaciais e de propriedades térmicas de tronco.

### 2.5 Densidade de Fluxo de Calor no Solo

Os perfis de temperatura no solo determinam-se, no espaço e no tempo, pela densidade de fluxo de calor que ocorre a partir da superfície, sendo este um fator importante para o crescimento e a sobrevivência de diversas plantas da floresta. Quando a irradiância solar alcança a superfície do solo ou a temperatura do ar das cercanias está mais alta que desta superfície, a mesma aquece e, se estiver mais quente que as camadas inferiores, há condução vertical de calor para o subsolo (FINNIGAN ET AL., 2001). Por esta forma, a densidade de fluxo de calor, por condução, no solo é proporcional à diferença vertical de temperatura entre suas camadas, logo se podendo estimar por meio da lei de Fourier:

$$G = -k_G \frac{\partial T_G}{\partial z} \tag{2.25}$$

com  $k_G$  denotando a condutividade térmica do solo. Uma outra grandeza importante é a difusividade térmica  $D_G$ , pois, com base nela, determina-se quão rápida é a variação da temperatura do solo. A condutividade térmica está relacionada à difusividade térmica por:

$$D_G = \frac{k_G}{C_G} \tag{2.26}$$

sendo  $C_G$  a capacidade térmica do solo, que depende das frações volumétricas de solo  $f_s$ , matéria orgânica  $f_c$ , água  $f_w$ , e ar  $f_a$ , das massas específicas ( $\rho_{s,c,w,a}$ ) e dos calores específicos ( $c_{s,c,w,a}$ ) de cada um destes constituintes do material do solo (HARTMANN, 1994), ou seja:

$$C_G = \rho_s c_s f_s + \rho_c c_c f_c + \rho_w c_w f_w + \rho_a c_a f_a$$
(2.27)

# **3 REVISÃO DA LITERATURA**

### 3.1 O Problema do Fechamento do Balanço de Energia

Sob condições ideais, ambos os lados da Equação 2.1 (ver Seção 2.1) deveriam ser iguais, de maneira que o BES fechasse. No entanto, os componentes deste balanço, quando medidos separadamente em campo, não igualam os lados desta equação, indicando tanto a ineficácia na medição quanto no cálculo de termos individuais ou, ainda, um entendimento incompleto do sistema físico. Essa desigualdade é conhecida, em micrometeorologia, como o "problema do fechamento do balanço de energia". Conforme Culf et al. (2004), para alguns experimentalistas, um conjunto de dados que não apresente um fechamento próximo a  $\pm 10\%$  deve ser considerado como não-confiável, embora um aparente bom fechamento possa ocultar erros em componentes individuais do BES que acabam se compensando na soma. Por sua vez, modeladores, que utilizam dados coletados em campo para calibração ou validação dos mais variados modelos de superfície, têm que lidar com a inconsistência existente entre o perfeito e limitado fechamento do BES, que se exige nestes modelos, e o não-fechamento geralmente encontrado com o uso dos dados.

Há diversas razões possíveis para a obtenção de um insatisfatório fechamento do BES, que vão desde erros de medição associados a instrumentos individuais e suas respectivas incertezas, a aproximações e métodos inadequados para medir ou calcular alguns dos componentes do BES (CULF ET AL., 2004; WILSON ET AL., 2002). Outrossim, em virtude das várias limitações impostas durante os trabalhos experimentais de campo quando da instalação de equipamentos e da coleta de dados, certos termos da Equação 2.1 são frequentemente desprezados, em especial os componentes de armazenamento de energia e advectivos. A seguir, de forma resumida, apresentam-se e discutem-se os principais problemas encontrados e expostos na literatura corrente, relacionados ao fechamento do BES em regiões cobertas por florestas.

Segundo Foken (2008b), encontrou-se o problema do fechamento do BES há cerca de 15 anos atrás, quando se disponibilizaram saldo-radiômetros mais precisos. Embora o saldo de irradiância seja um parâmetro fundamental nos estudos da interação solovegetação-atmosfera, sua medição correta continua sendo relativamente problemática (HALLDIN, 2004). De fato, como mencionado por Culf et al. (2004), o problema do fechamento do BES pode parecer maior agora do que há 15 anos, parcialmente por causa da subestimativa das densidades de fluxo radiativo causada pelos saldo-radiômetros, usados nos experimentos desse período, cujos erros compensavam-se pela subestimativa das densidades de fluxo turbulento de calor originadas pelo método da covariância dos vórtices turbulentos (MCVT). Presentemente, os saldo-radiômetros disponíveis, tais como os empregados para a coleta dos dados utilizados e discutidos no trabalho aqui apresentado, subestimam o saldo de irradiância,  $R_N$ , por volta de 3 a 5%, sendo um erro muito menor que os tipos mais antigos que, comumente, subestimavam  $R_N$  de 10 a 20% (HALLDIN E LINDROTH, 1992).

Em geral, na atualidade, obtêm-se, indiretamente, as densidades de fluxo turbulento de calor e de massa por meio da utilização do MCVT, descrito há aproximadamente 60 anos por Montgomery (1948) e Swinbank (1951). Destarte, para medir a densidade de fluxo turbulento de calor sensível, *H*, usam-se anemômetros sônicos tridimensionais. Teoricamente, estes instrumentos causam distorção no escoamento e podem provocar erros na medição dos fluxos turbulentos, principalmente nos termos cruzados entre os componentes horizontais e verticais da velocidade do vento. A distorção no escoamento tem sido apresentada como um problema por todos os anemômetros sônicos e existem diversos artigos que reportam que estes problemas de distorção, e igualmente a questão do "ângulo de ataque", têm influência significativa no fechamento do BES (GASH E DOLMAN, 2003; NAKAI ET AL., 2006).

Medições das densidades de fluxo turbulento de calor latente, *LE*, e de CO<sub>2</sub>, *B*, são feitas, usualmente, por intermédio de sistemas de resposta rápida, seja de caminho aberto ou de caminho fechado, nos quais o ar é sugado para um analisador de gás por infravermelho. Ambos os tipos de sistema apresentam um baixo desempenho durante e imediatamente após a ocorrência de precipitação pluviométrica. Desta maneira, o fechamento do BES para períodos que incluem precipitação pluviométrica pode apresentar-se insatisfatório e, de acordo com Culf et al. (2004), estes períodos devem ser excluídos de qualquer avaliação de dados baseada no critério do BES.

Em conformidade com Aubinet et al. (2000), o MCVT necessita de diversas correções e a maioria delas aumenta os valores das densidades de fluxo turbulento. Como um todo, correções de dados realizadas de forma cuidadosa, seguindo diversos passos que envolvem desde o tratamento dos dados brutos até ajustes espectrais (MOORE, 1986), pode melhorar o fechamento do BES em até 20% (MONCRIEFF, 2004). Contudo, é questionável se o MCVT pode ser usado durante as noites nas quais as velocidades do vento são baixas e há condições estáveis que suprimem os vórtices. Um dos problemas que surgem com a aplicação deste método durante a noite, é a ocorrência dos eventos de intermitência, quando grandes quantidades de energia podem ser transportadas mesmo em condições atmosféricas de forte estratificação estável.

Quando comparado aos esforços empregados para a efetivação de medições mais precisas das densidades de fluxo turbulento de calor e de massa, H, LE e B, o empenho para a obtenção de medidas de melhor qualidade da densidade de fluxo de calor no solo, G, ou da TAE, S, é geralmente mínimo. Consoante Liebethal et al. (2005), o armazenamento de energia na camada entre a superfície e a placa de fluxo, largamente utilizada para medir G, e também a heterogeneidade do solo, podem ter uma influência significativa nos resultados. Em valores de percentagem, o erro na obtenção de G é, provavelmente, maior do qualquer outro componente do BES sob a maioria das condições e pode chegar a 50%. Entretanto, como G é tipicamente menos de 10% do saldo de irradiância, o impacto deste erro é relativamente pequeno. Em florestas com dosséis fechados, como o caso das florestas de terra firme da Amazônia, pouca irradiância solar alcança o solo, de forma que G é muito menos importante que sob vegetações curtas e pouco densas. Todavia, como será discutido na Seção 3.3, considerável armazenamento de energia pode ocorrer entre o solo da floresta e a altura das medidas das densidades de fluxo turbulento, tanto no ar quanto na biomassa.

Segundo Foken (2008a), adicionalmente aos erros de medida associados a cada um dos diferentes termos da Equação 2.1, o esquema do experimento pode ter um impacto importante no fechamento do BES. O problema mais expressivo, na maioria dos casos, é o ajuste das diferentes escalas horizontais para as quais as medições dos diversos componentes do BES são representativas. As densidades de fluxo turbulento medidas

pelo MCVT não são pontuais e sim médias sobre uma área conhecida como "fetch" ou "flux footprint" (SCHMID, 1997). Sobre florestas, as medições das densidades de fluxo turbulento podem se estender por muitos quilômetros. Em contraste, as medidas do saldo de irradiância, da densidade de fluxo de calor no solo e da TAE, referem-se a uma área muito pequena (CULF ET AL., 2004; FOKEN, 2008b).

Claramente, terrenos heterogêneos devem ter influência no fechamento do BES. Este crédito se dá pelo fato dos três últimos termos da Equação 2.1, em geral, não serem considerados ou por suas medições serem praticamente inviáveis. Foken (2008b) afirma que um transporte de energia que ocorre por meio de grandes vórtices, e que não pode ser medido pelo MCVT, é uma das principais razões para o problema do fechamento do BES. Ainda, como mencionado por este autor, a heterogeneidade da superfície tem sido vista como a razão para tais grandes vórtices. Na literatura, vários métodos são discutidos para investigar este problema (SAKAI ET AL., 2001; FINNIGAN ET AL., 2003; SUN ET AL., 2006).

Uma vez que vórtices maiores do que os detectados pelos instrumentos que empregam o MCVT podem ter uma contribuição importante para o BES, tem-se realizado medições de H e LE, na atualidade, respectivamente, por "cintilômetros de abertura larga" (BEYRICH ET AL., 2002) e "cintilômetros de micro-ondas" (MEIJNINGER ET AL., 2006). Tais sistemas têm um alcance de até 5 km e realizam medições calculando médias da área de alcance. Recentemente, von Randow et al. (2008) utilizaram um cintilômetro de abertura larga para estimar a densidade de fluxo turbulento de calor sensível numa área de floresta na Amazônia central e compararam os valores obtidos por esta técnica com aqueles obtidos por meio do MCVT. Conforme seus resultados, as estimativas de H realizadas pelo MCVT são sempre menores que as do cintilômetro, com as diferenças entre estas estimativas sendo maiores para médias de cerca de 1 hora, estas diferenças são mínimas.

Com base numa análise semelhante à apresentada na Seção 2.3 e utilizando um sistema de referência unidimensional na vertical, Lee (1998) obteve que a advecção média

vertical de um escalar c (quarto termo da Equação 2.15) pode ser aproximada pela seguinte forma:

$$\int_{0}^{z_{r}} \overline{w} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} dz \cong \overline{w}_{r} \left( \overline{c}_{r} - \left\langle \overline{c} \right\rangle \right)$$
(3.1)

na qual o subscrito *r* denota a medida, da variável correspondente, num nível de referência  $z_r \in \langle \overline{c} \rangle$  é a concentração média do escalar *c* entre o solo e  $z_r$ . Para o caso de vegetações altas, segundo os resultados do autor, computados por meio da Equação 3.1 e considerando um valor típico de 5 cm s<sup>-1</sup> para  $\overline{w}_r$ , a soma das advecções médias verticais de calor sensível e latente,  $\overline{A}_{SHZ} + \overline{A}_{LHZ}$  (Equações 2.18a e 2.18b, respectivamente), alcança os valores –100 e 25 W m<sup>-2</sup> para os períodos diurno e noturno, respectivamente. Estes valores poderiam significar uma incerteza em torno de 20% na análise convencional do fechamento do BES, que ignora os efeitos da advecção.

Finnigan (1999), examinou o estudo de Lee (1998) e concluiu que (*i*) o sistema de referência para tal análise deve ser, inevitavelmente, bi ou tridimensional, (*ii*) é fisicamente incorreto considerar que a advecção média vertical é maior que a advecção média horizontal ou que a primeira pode, sozinha, representar o transporte advectivo, (*iii*) a aproximação apresentada na Equação 3.1 pode, apenas, fornecer uma medida razoável da divergência de fluxo advectivo em circunstâncias especiais, que envolvem a localização da torre e o tipo de escoamento.

Em sua resposta, Lee (1999), afirma que, embora a crítica de Finnigan (1999) tenha avançado significativamente no debate sobre os transportes advectivos, ela não invalida a análise de Lee (1998), levando em conta o que se assumiu para a atingir os seus objetivos, como homogeneidade horizontal, por exemplo. De mais a mais, Lee (1999) expõe dois pontos importantes que surgiram tomando-se por base o debate entre os autores. O primeiro é que, mesmo com uma seleção rigorosa de sítio experimental, não há garantias da ausência de advecção, em razão da convergência ou divergência de fluxo poder ocorrer em escalas maiores que a escala micrometeorológica. O segundo ponto indica que a advecção pode causar tendências em observações de longo prazo, visto que as variações diurnas na velocidade vertical podem ser sistemáticas. Portanto, o autor conclui que são necessárias mais investigações experimentais e numéricas sobre o problema da advecção.

No trabalho de Wilson et al. (2002) apresenta-se uma avaliação do fechamento do BES para 72 sítios com diversos tipos de vegetação e micro-climas, dentre os quais, alguns com florestas de grande porte. Os resultados obtidos, mediante os métodos por eles aplicados, indicaram o não-fechamento do BES na maioria dos sítios, com um "desbalanço" médio da ordem de 20%. Também verificaram que o fechamento do BES foi insatisfatório durante o período noturno, especialmente quando a mistura turbulenta foi fraca e que, em média, este se apresentou melhor no período da tarde que durante a manhã, sugerindo uma subestimativa dos termos de armazenamento, que são usualmente maiores pela manhã. Ainda, conforme seus resultados, a inclusão da TAE no cálculo do BES pode melhorar bastante o seu fechamento.

Vogt et al. (1996), tendo trabalhado com dados obtidos em uma floresta plantada de pinheiros, discutem os erros que podem influenciar o cálculo da energia disponível,  $A_V$ , sendo considerada por eles como igual a  $R_N - S - G = H + LE$ . Dessa forma, estimaram um erro de ±3,5% ou ±6 W m<sup>-2</sup> em  $R_N$  e de ±30% ou 5 W m<sup>-2</sup> e 3 W m<sup>-2</sup> para G e S, respectivamente. Para o caso da energia disponível, o maior erro relativo ocorre próximo ao nascer e o pôr-do-sol. Já o erro absoluto é maior próximo ao meio-dia, tendo sido estimado em ±36 W m<sup>-2</sup> (±6%), e diminui durante o período noturno para 10 W m<sup>-2</sup>.

Segundo Blanken et al. (1997), que avaliaram o BES numa floresta boreal considerando os termos de armazenamento, a soma dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, H + LE, numa base de meia-hora, subestimaram em torno de 13% a energia disponível, A. Uma das causas apresentadas para este desbalanço, também sugerida por Wilson et al. (2002), é a incerteza associada com o MCVT, o qual tende a subestimar os fluxos. Consoante Culf et al. (2004), Foken (2008a), Heusinkveld et al. (2004) e diversos outros autores, esta subestimativa pode estar associada aos curtos intervalos de tempo utilizados para o cálculo da média dos fluxos turbulentos. De acordo com descobertas recentes, apesar de todas as dificuldades apresentadas, o fechamento do BES é geralmente melhor em sítios de floresta do que em sítios com vegetação baixa (THOMAS E FOKEN, 2007).

### 3.2 Balanço de Energia em Áreas de Floresta na Amazônia

Para o caso de florestas tropicais úmidas, a densidade de fluxo turbulento de calor latente devido à evapotranspiração, *LE*, é o componente (não-radiativo) dominante que está, aproximadamente, em balanço com o saldo de irradiância,  $R_N$ , ao passo que *H* e *G* são de menor magnitude. A densidade de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>,  $\mu B$ , apresenta valores relativamente baixos, tipicamente da ordem de 0,5 a 5% de  $R_N$  (ARAÚJO ET AL., 2002; MALHI ET AL., 2002; OKE, 1987). A TAE, *S*, para florestas de grande porte, com árvores altas e sua biomassa associada, situação na qual as florestas de terra firme da Amazônia se enquadram, pode aparecer como um termo significativo, principalmente sobre curtos períodos de tempo, de poucas horas a um dia, comumente usados em micrometeorologia.

Estudos do BES em florestas da Amazônia têm sido apresentados por diversos autores desde a década de 1980, iniciando com Shuttleworth et al. (1984). Em seu trabalho, empregando pela primeira vez o MCVT em florestas da Amazônia, obtiveram um fechamento do BES relativamente satisfatório, com valores por volta de 90% para os oito dias de dados apresentados. Contudo, muito provavelmente, este aparente bom resultado pode ser explicado pelas limitações instrumentais apresentadas na Seção 3.1. Diante disto, serão apresentados apenas os resultados de trabalhos mais recentes, produzidos no âmbito do LBA, para diferentes sítios de floresta da Amazônia. Uma revisão mais completa sobre os experimentos realizados na Amazônia, entre a década de 1980 e o início do LBA, pode ser encontrada em Fisch et al. (1998). Os principais resultados do mais amplo destes experimentos, o "Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study" (ABRACOS), são apresentados em Gash et al. (1996).

Malhi et al. (2002) apresentam dados das densidades de fluxo de energia coletados na Reserva Biológica do Cuieiras (Amazônia central), durante o período entre setembro de 1995 e agosto de 1996, por intermédio de uma torre micrometeorológica montada no sítio no final dos anos 70. Por esta torre possuir uma estrutura antiga de ferro e que apresenta dimensões muito grandes, existindo a possibilidade de causar perturbações nas medições, houve a iniciativa dos autores em minimizar estas perturbações. Entre seus resultados, verificou-se que o fechamento do BES, analisado apenas entre H + LE e  $R_N$ , chegou próximo a 100% utilizando uma metodologia, para o tratamento dos dados obtidos por meio do MCVT, que leva em conta o transporte turbulento em escalas de tempo entre uma e quatro horas.

No trabalho de Araújo et al. (2002), cujo objetivo principal foi comparar o comportamento das variáveis meteorológicas, das densidades de fluxo turbulento de energia e de CO<sub>2</sub> (obtidos mediante o emprego do MCVT) entre as duas torres micrometeorológicas existentes na Reserva Biológica do Cuieiras, citadas como C14 e K34 pelos autores, e em funcionamento entre julho de 1999 e agosto de 2000, o fechamento do BES resultante ficou em torno de 80% (84% para a C14 e 75% para a K34). Vale ressaltar que o fechamento se verificou apenas entre H + LE e  $R_N$  e que a primeira torre, C14, é a mesma que foi utilizada por Malhi et al. (2002). A segunda torre, K34, é 20 anos mais nova que a C14 e apresenta uma estrutura mais moderna e adequada para estudos de micrometeorologia de florestas, o que indica que houve uma provável superestimativa de H e LE, ou uma subestimativa de  $R_N$ , por parte dos instrumentos montados sobre a C14.

Von Randow et al. (2004) realizaram medições dos componentes do BES em região de floresta de terra firme da Reserva Biológica do Jaru, localizada no sudoeste da Amazônia, entre fevereiro de 1999 e setembro de 2002. Com os dados coletados em 1999, analisaram o fechamento do BES entre H + LE e  $R_N - G - S$ , com S tendo sido calculado pelo emprego da parametrização simplificada apresentada por Moore e Fisch (1986), para um sítio de floresta de terra firme da Amazônia central (consultar Seção 3.3), e as densidades de fluxo turbulento computadas pelo MCVT. Em conformidade com seus resultados, o fechamento do BES para o sítio foi insatisfatório, apresentando valores em torno de 75%. No entanto, mediante uma análise dos dados do MCVT para tempos de aproximadamente duas horas, os autores chegaram a valores maiores que 80% para o fechamento.

Com dados coletados na Floresta Nacional do Tapajós (leste da Amazônia), também com o uso do MCVT, Rocha et al. (2004) estudaram o comportamento sazonal das densidades de fluxo de energia e de massa e examinaram o fechamento do BES, para o período compreendido entre julho de 2000 e julho de 2001. Assim como fizeram von Randow et al. (2004), os autores utilizaram a parametrização de Moore e Fisch (1986) para o cálculo de *S*. Destarte, encontrou-se um valor de 86% para o fechamento do BES, computado entre H + LE e  $R_N - G - S$ .

#### 3.3 Taxas de Armazenamento de Energia Acima do Solo em Florestas

O primeiro trabalho, que tratou do armazenamento de energia em florestas da Amazônia, é devido a Moore e Fisch (1986), que calcularam a TAE total para a floresta da Reserva Florestal Adolpho Ducke, localizada na Amazônia central. Para a efetivação deste trabalho, os autores consideraram  $S = S_T + S_q + S_{bio}$  (sendo  $S_{bio} = S_{tr} + S_{tw}$ ), utilizaram dados de temperatura e umidade relativa do ar e, para a realização das medições de temperatura de tronco, tomaram como amostra uma árvore próxima à torre existente neste sítio, que apresentava aproximadamente as características médias, relativamente ao volume, à massa específica e a algumas propriedades térmicas de um conjunto de 40 árvores, localizadas num círculo de 30 m de diâmetro em volta da torre. Instrumentou-se a árvore escolhida em três alturas e um nível de profundidade radial, o qual foi determinado por considerações teóricas. Por esta forma, observaram valores típicos entre 30 e 40 W m<sup>-2</sup> que, durante o período diurno, frequentemente excediam 50 W m<sup>-2</sup> e, ocasionalmente, 80 W m<sup>-2</sup>. Além disso, verificaram que, em horas durante a manhã e no final da tarde, a TAE pode exceder 50% do saldo de radiação. Encontraram, também, que cada um dos três termos ( $S_T$ ,  $S_q$  e  $S_{bio}$ ) contribui igualmente para a TAE na floresta estudada. Ainda neste trabalho, combinando os resultados encontrados para  $S_T$ , S<sub>q</sub> e S<sub>tr</sub> com dados de temperatura e umidade específica do ar, por intermédio de regressões lineares (verificar Seção 4.8), os autores obtiveram as expressões empíricas simplificadas para o cálculo da TAE em florestas de terra firme da Amazônia citadas anteriormente e apresentadas abaixo:

$$S = S_T + S_a + S_{tr} = 16,7\Delta T_r + 28,0\Delta q_r + 12,6\Delta T_r^*$$
(3.2)

em que  $\Delta T_r$ ,  $\Delta q_r$  e  $\Delta T_r^*$  são, respectivamente, as variações horárias da temperatura, da umidade específica (dada em g kg<sup>-1</sup>) e da temperatura adiantada em uma hora do ar, medidas na torre numa altura de 41 m e consideradas como sendo representativas para a floresta em questão.

Viswanadham et al. (1990) estimaram a TAE, também para a área de floresta da Reserva Ducke, tomando-se por base medidas do saldo de irradiância,  $R_N$ , usando uma correlação simples de primeira-ordem apresentada por Hicks e McMillen (1988), a saber:

$$S \cong bR_N \tag{3.3}$$

na qual *b* é uma constante igual a 0,042, de acordo com Viswanadham *et al.* (1990), para a floresta por eles estudada. Em concordância com seus resultados, a TAE pode ser um componente importante para o BES, principalmente durante o ciclo diurno.

Santos et al. (1991), novamente para a Reserva Ducke, lograram uma expressão empírica por regressão linear entre o resíduo do balanço de energia,  $R_N - H - LE - G$ , (considerado como sendo *S*) e as variações horárias de temperatura,  $\Delta T_r$ , e de umidade específica do ar,  $\Delta q_r$  (g kg<sup>-1</sup>), com dados obtidos na torre micrometerológica mantida no sítio, num nível de 39,3 m. Daí, a expressão resultante foi:

$$S = 13\Delta T_r + 21\Delta q_r \tag{3.4}$$

Embora Moore e Fisch (1986) tenham afirmado que a expressão para o cálculo de  $S_{tr}$  não funcione bem quando ocorrem rápidas variações na temperatura do ar, Galvão e Fisch (2000), usando a Equação 3.2 estimaram a TAE para a região de floresta da Reserva Biológica do Jaru, utilizando dados coletados em 1993 durante o ABRACOS, e observaram, para a estação úmida, que *S* alcançou valores de até 56 W m<sup>-2</sup>, nas primeiras horas da manhã, entre 8 e 10 HL (hora local), ao passo que para a estação seca, entre 7 e 9 HL, atingiu valores de no máximo 93 W m<sup>-2</sup>.

Michiles e Gielow (2008), desenvolvendo um trabalho de natureza experimental mais ampla que os reportados anteriormente, no sítio de floresta de terra firme da Reserva Biológica do Cuieiras, utilizaram um conjunto de dados coletados durante dias típicos das estações seca de 2003 e úmida de 2004 e examinaram quase todos os termos de armazenamento apresentados nas Equações 2.20, 2.21 e 2.22. Dentre os principais resultados, obtiveram que, em média, 40% da TAE é explicada pelos troncos, 35% é devido ao ar e os outros 25% são divididos entre os outros componentes da biomassa: ramos, galhos, folhas, liteira, palmáceas e cipós. Adicionalmente, verificaram que estes valores apresentam uma pequena variação sazonal. Outrossim, os autores observaram que, em valores horários, durante o ciclo diurno, a TAE total apresentou-se entre 30 e 70 W m<sup>-2</sup>, mas com máximos que podem exceder 90 W m<sup>-2</sup>. Durante a ocorrência de precipitação pluviométrica, a TAE apresentou mínimos extremos que ultrapassaram  $-200 \text{ W m}^{-2}$ . Em totais diários, observaram-se valores de S entre -40 e 5% do saldo de irradiância, dependendo das condições do tempo ao longo do dia. Com relação ao BES, os autores lograram que o seu fechamento melhora como resultado da inclusão da TAE, principalmente durante o período diurno e, em especial durante as horas da manhã. Finalmente, as seguintes expressões simplificadas, obtidas de forma semelhante a Moore e Fisch (1986), para o cálculo dos componentes da TAE, independentemente de perfis verticais de temperatura, de umidade do ar e de temperaturas de tronco, são apresentadas:

$$S = S_T + S_a + S_{tr} + S_{um} = 17,7\Delta T_r + 43,1\Delta q_r + 14,3\Delta T_r^* + 14,9\Delta T_r$$
(3.5)

sendo  $S_{um}$  a soma das taxas de armazenamento nos ramos, nos galhos, nas folhas, na liteira e nos outros componentes da biomassa e  $\Delta q_r$  dado em g kg<sup>-1</sup>.

Resultados semelhantes aos expostos logo acima foram alcançados por Michiles et al. (submetido em 2007), para a Reserva Biológica do Jaru, computando a TAE para um conjunto de dias consecutivos durante a transição entre as estações seca e úmida de 2002. Deste modo, perceberam que a partição da TAE com, aproximadamente, um terço para cada um dos principais termos, isto é,  $S_{air}$ ,  $S_{tr}$  e  $S_{um}$ , se repete para este sítio, mostrando valores muitos próximos aos verificados para a Reserva do Cuieiras por

Michiles e Gielow (2008). Com os poucos dias de dados contínuos coletados no sítio, dos quais três apresentaram alguma quantidade de precipitação pluviométrica, os autores realizaram a análise do fechamento do BES entre H + LE + G + S e  $R_N$ , resultando por volta de 90%. Sem a inclusão de *S*, apresentou-se um valor de 80%.

Para uma revisão bibliográfica mais completa sobre as taxas de armazenamento de energia em diferentes tipos de florestas e com diversas metodologias, consultar, na sequência, Stewart e Thom (1973), Aston (1985), McCaughey (1985), McCaughey e Saxton (1988), Meesters e Vugts (1996), Silberstein et al. (2001), Oliphant et al. (2004), entre outros.

### **4 DADOS E METODOLOGIA**

# 4.1 Sítios Experimentais, Características das Florestas e Climatologias Locais

### 4.1.1 Reserva Biológica do Cuieiras

O primeiro sítio de floresta de terra firme, onde foram coletados dados utilizados nas investigações apresentadas neste trabalho, é situado numa extensa área de platô (150 m acima do nível do mar) imersa numa grande floresta primária localizada na Reserva Biológica do Cuieiras (Rebio Cuieiras), também conhecida como ZF-2 (02°35'45" S e 60°12'40" O), a qual faz parte da Estação Experimental de Silvicultura Tropical (EEST) do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), e fica em torno de 50 km a noroeste da cidade de Manaus-AM, na Amazônia central.

A EEST possui uma área de aproximadamente 210 km<sup>2</sup> e tem seus limites na Rodovia Federal BR-174 (Manaus – Boa Vista) e na bacia do Rio Cuieiras. O acesso à Rebio Cuieiras é feito por via rodoviária, através de uma estrada de terra vicinal (ZF-2), localizada a oeste da BR-174, que corta a EEST entre os seus limites. O relevo da região é constituído por diversos platôs intercalados por vales em que aparecem vários igarapés, compondo uma rica rede de escoamento; o solo é do tipo latossolo amarelo álico, de textura argilosa, poroso, fortemente micro-agregado e com boa drenagem (CHAUVEL, 1982). A vegetação é típica de floresta tropical primária não-perturbada, bastante diversificada no aspecto florístico, com uma quantidade considerável de árvores relativamente altas e delgadas que, conforme Oliveira et al. (2008), apresentam, em sua maioria, alturas entre 14 e 25 metros, com emergentes ocasionais estimadas em até 44 metros. O dossel é uniforme e possui aspecto rugoso, com copas globosas, próximas umas das outras, resultando em apenas cerca de 7% de irradiância de ondas curtas alcançando o solo (OLIVEIRA ET AL., 2008; MALHI ET AL., 2002).

Oliveira et al. (2008) realizaram, em 2002, um inventário de todas as árvores, lianas e palmeiras que apresentavam "diâmetro na altura do peito" (DAP – medidos em aproximadamente 1,5 m de altura) maior ou igual a 10 cm, em duas transeções paralelas de 500 × 10 m ( $A_G = 10^4$  m<sup>2</sup> ou 1 ha), orientados no sentido leste-oeste e selecionados

em área de platô de floresta de terra firme da Rebio Cuieiras. Os autores encontraram 670 árvores, distribuídas entre 48 famílias, 133 gêneros e 245 espécies. Entre as espécies lenhosas mais frequentes no sub-bosque (abaixo do estrato superior) encontravam-se *Eschweilera micrantha* (Berg.) Miers, *Chrysophyllum sanguinolentum* (Pierre) Baehni e *Licania davillifolia* Benoist.

Usando o conjunto completo de dados do levantamento de Oliveira et al. (2008), fornecido pelo primeiro autor (OLIVEIRA, 2003), avaliaram-se os parâmetros espaciais (diâmetro, área basal, altura e volume), as massas específicas e a distribuição de biomassa para cada árvore, inicialmente com o intuito de se obterem os valores dessas grandezas para um tronco "médio" teórico, e para uma classificação conveniente à escolha de uma árvore "representativa", adequados aos objetivos do presente trabalho, entre outros (ver Seções 4.5, 4.6 e 4.7).

O clima da região é do tipo "Am" na classificação de Köppen (RADAMBRASIL, 1978), com temperatura média anual do ar em torno de 26 °C. A precipitação varia de 1400 a 2800 mm ao longo dos anos, com uma estação úmida de dezembro a maio e uma estação seca de junho a novembro. Com base em um conjunto de dados, citado por Marques Filho et al. (2005), coletado em uma estação climatológica do tipo principal, localizada no km 14 da Rebio Cuieiras, os índices pluviométricos registram totais médios mensais superiores a 150 mm em pelo menos nove meses do ano (entre outubro e junho), sendo março e abril os meses mais chuvosos (> 300 mm) e o mês de agosto apresentando o menor índice (< 100 mm). A umidade relativa média é sempre superior a 80% e segue o comportamento sazonal da precipitação, e as temperaturas médias mensais variam entre 25 °C (julho) e 27 °C (novembro). As máximas médias oscilam entre 31 °C em fevereiro e 33 °C em setembro, enquanto as mínimas médias estão entre 21 °C em julho e 23 °C em março.

### 4.1.2 Reserva Biológica do Jaru

A Reserva Biológica do Jaru (Rebio Jaru), no sudoeste da Amazônia, é o segundo sítio onde foram realizadas as medidas micrometeorológicas e coletados dados empregados neste trabalho. Trata-se de uma área de floresta de terra firme (10°08'43" S e 61°54'27"
O) pertencente ao e protegida pelo Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA), e está situada em torno de 80 km ao norte da cidade de Ji-Paraná, no Estado de Rondônia, e a 120 m acima do nível médio do mar.

A reserva, limitada a oeste pelo Rio Ji-Paraná, possui cerca de 2680 km<sup>2</sup> de floresta tropical primária, que apresenta um dossel de aproximadamente 30 m de altura e as árvores emergentes atingem até 45 metros. O solo é classificado como podzólico vermelho amarelo de textura média (ANDREAE ET AL., 2002). Do outro lado do Rio Ji-Paraná, a floresta tem sido desmatada de forma gradual ao longo dos últimos 30 anos. No entanto, apesar da região da Rebio Jaru apresentar índices de desflorestamento mais altos que a Rebio Cuieiras, consoante von Randow et al. (2004) as medidas realizadas na região podem ser consideradas como representativas de áreas de floresta de terra firme primária, ou seja, de áreas não-perturbadas.

Ao longo de cinco transeções de 1000 m de comprimento por 5 m de largura (totalizando em  $A_G = 2,5 \times 10^4$  m<sup>2</sup> ou 2,5 ha), dispostos aleatoriamente tomando-se como base um ponto central nas proximidades da torre montada na Rebio Jaru (ver Seção 4.2.2), Saatchi et al. (2007) efetivaram um levantamento florístico das árvores com DAP  $\geq$  5 cm. Ao todo se classificaram 2484 indivíduos (cerca de 994 por ha) pertencentes a 133 espécies. Para efeito de comparação com a Rebio Cuieiras, se forem consideradas apenas as árvores com DAP  $\geq$  10 cm, o número de indivíduos diminui para 1362 (aproximadamente 545 por ha), num conjunto de 121 espécies, indicando ser uma floresta menos densa e com menor diversidade florística que o sítio da Rebio Cuieiras inventariado por Oliveira et al. (2008). Entre as espécies dominantes estavam *Andira legalis, Ocotea indecora* Schott ex Meisn e *Hymenaea courbaril* var *stilbocarpa* (Hayne) Lee e Lang.

Da mesma forma que o realizado com o levantamento de Oliveira et al. (2008) para a Rebio Cuieiras, fez-se uso do conjunto completo de Saatchi et al. (2007), fornecido por Alvalá (2006), para os cálculos de distribuição de biomassa, a estimativa do tronco "médio" e a classificação necessária à escolha da árvore "representativa" para a floresta da Rebio Jaru.

O clima local caracteriza-se por uma estação úmida, entre os meses de novembro e abril, que apresenta índices pluviométricos com totais médios mensais superiores a 200 mm, e uma estação seca que se estende de maio a outubro, durante a qual os meses de julho e agosto apresentam valores mensais inferiores a 20 mm. A umidade relativa média apresenta valores sempre maiores que 80% e as temperaturas médias mensais variam entre 26 °C, em julho, e 28 °C, em outubro (GALVÃO E FISCH, 2000). Apesar da região não sofrer influências do mar ou da topografia, durante os meses de julho, ocorrem alguns episódios de frentes frias, vindas do extremo sul da América do Sul, que alcançam a área e ocasionam quedas na temperatura local, originando os eventos conhecidos como "friagem".

# 4.2 Instrumentação e Medidas

# 4.2.1 Reserva Biológica do Cuieiras

Coletaram-se os dados da Amazônia central entre 1º de setembro de 2003 e 31 de dezembro de 2004, por meio de quatro sistemas instalados numa torre micrometeorológica de alumínio (02°36'31" S e 60°12'31" O), de 54 m de altura, montada em 1999 numa área de platô médio (130 m acima do nível médio do mar) da floresta da Rebio Cuieiras, descrita como torre K34 por Araújo et al. (2002). O primeiro destes sistemas consiste de uma estação meteorológica automática ("automatic weather station" – AWS) que realizou medições de irradiâncias de ondas curtas incidente e refletida, irradiâncias de ondas longas incidente e emitida, saldo de irradiância, irradiância fotossiteticamente ativa incidente, temperatura do ar, temperatura do dossel e precipitação pluviométrica. A lista completa dos instrumentos e as alturas em que se realizaram as medições é apresentada na Tabela 4.1.

Complementando os dados coletados pela AWS, o segundo sistema utilizado foi uma "super" plataforma de coleta de dados (SPCD), na qual ocorreram medições de saldo de irradiância, umidade relativa do ar, velocidade do vento e pressão atmosférica. Na Tabela 4.2, mostram-se os instrumentos, seus respectivos modelos, fabricantes e alturas em que foram instalados. Para a medição da densidade de fluxo de calor no solo, empregou-se uma placa de fluxo (modelo HFP01, fabricante Hukseflux Thermal Sensors), enterrada 5 cm abaixo da superfície do solo e instalada numa SPCD diferente da citada anteriormente. Todos os sensores, até aqui descritos, realizaram medidas a cada minuto e os sistemas, nos quais os instrumentos estavam ligados, armazenaram as médias das variáveis meteorológicas a cada 30 minutos.

Tabela 4.1 - Lista de variáveis meteorológicas e suas unidade de medida, instrumentos, seus respectivos modelos e fabricantes, e alturas em que foram realizadas as medições da AWS instalada na torre da Rebio Cuieiras.

Variável Meteorológica	Instrumento, Modelo, Fabricante	Altura (m)
Irradiância de ondas curtas	Piranômetro, CM21, Kipp & Zonen	44,6
incidente e refletida (W m <sup>-2</sup> )		
Irradiância de ondas longas	Pirgeômetro, CG1, Kipp & Zonen	44,6
incidente e emitida (W m <sup>-2</sup> )		
Saldo de irradiância (W m <sup>-2</sup> )	Saldo-radiômetro, DRN30, DIDCOT	44,6
Irradiância fotossinteticamente	Sensor quântico, LI-190SZ, Licor	51,6
ativa incidente (µmol $m^{-2} s^{-1}$ )		
Temperatura do ar (°C)	Resistores, PT100, DIDCOT	15,6; 28,0; 35,5;
		42,5; 51,1
Temperatura do dossel (°C)	Detector por infravermelho, KT15,	50,4
	Heilmann	
Precipitação pluviométrica (mm)	Pluviômetro de báscula, ARG-100, EM	51,4

O último sistema, usado para a obtenção das densidades de fluxo turbulento de calores latente e sensível, de massa de  $CO_2$  e da velocidade de fricção, por meio do emprego do MCVT, detalha-se na Tabela 4.3. Este sistema realizou medições dos três componentes da velocidade do vento, da temperatura do ar e das concentrações de vapor de água e de dióxido de carbono, em alta frequência (10 Hz); calcularam-se os valores de saída para intervalos de 30 minutos.

Variável Meteorológica	Instrumento, Modelo, Fabricante	Altura (m)
Saldo de Irradiância (W m <sup>-2</sup> )	Saldo-radiômetro, NR-LITE, Kipp	48,0
	& Zonen	
Umidade relativa do ar (%)	Termohigrômetro, HMP35C,	51,0
	Vaisala	
Velocidade do vento (m s <sup>-1</sup> )	Anemômetro, 18000 RM, Young	51,0
Pressão atmosférica (hPa)	Barômetro, CS105, Vaisala	30,0

Tabela 4.2 - Como na Tabela 4.1, para as medições da SPCD instalada na torre da Rebio Cuieiras.

Tabela 4.3 - Como na Tabela 4.1, para as medições do sistema que emprega o MCVT, instalado na torre da Rebio Cuieiras.

Variável Meteorológica	Instrumento, Modelo, Fabricante	Altura (m)
Componentes da velocidade do	Anemômetro sônico tridimensional,	53,1
vento (m $s^{-1}$ )	solent 1012R2A, Gill	
Temperatura do ar (°C)	Anemômetro sônico tridimensional,	53,1
	solent 1012R2A, Gill	
Concentração de vapor de água	Analisador de gás por infravermelho	53,1
$(g m^{-3})$	de caminho fechado, LI-6262, Licor	
Concentração de dióxido de	Analisador de gás por infravermelho	53,1
carbono ( $\mu$ mol mol <sup>-1</sup> )	de caminho fechado, LI-6262, Licor	

Para medir temperaturas de tronco, uma representante de cada uma das três espécies dominantes no sub-bosque do hectare inventariado por Oliveira et al. (2008), citadas na Seção 4.1.1, tiveram seus troncos instrumentados com termopares do tipo K, compostos por cromo e alumínio, em três níveis de altura e diversas profundidades radiais. Adicionalmente, instrumentou-se uma árvore de grande porte, mas de espécie não-dominante (*Anacardium* cf. *microsepalum* Loes). Em cada tronco inseriram-se, no

mínimo, 10 termopares na face norte, nas alturas de 1,5, 9,0 e 18,0 m. Instalaram-se quatro destes termopares no primeiro nível de altura (1,5 m) nas profundidades radiais de 0,5, 3,0, 10 cm e centro do tronco, com esta última profundidade dependendo do DAP de cada indivíduo. No segundo (9,0 m) e no terceiro níveis de altura (18,0 m), os termopares foram inseridos nas profundidades radiais de 0,5, 3,0 e 10,0 cm. Na representante da espécie *Eschweilera micrantha* (Berg.) Miers, introduziram-se, também, termopares nas faces sul, leste e oeste, nas mesmas alturas e profundidades citadas. Mediram-se as temperaturas uma vez por minuto, com médias calculadas e armazenadas a cada 10 minutos em "dataloggers" (modelo CR-10, fabricante Campbell Scientific Inc.).

### 4.2.2 Reserva Biológica do Jaru

Concernente à Rebio Jaru, coletaram-se os dados empregados para as análises da presente pesquisa entre 13 de outubro e 11 de novembro de 2002, durante a transição entre as estações seca e úmida na região (campanha "dry to wet" do projeto RACCI / LBA). Semelhantemente à Rebio Cuieiras, utilizaram-se diferentes sistemas de coleta de dados instalados numa torre micrometeorológica de alumínio (10°04'42" S e 61°56'02" O), de dimensões semelhantes às da K34, mas ligeiramente mais alta (60 m), montada no final de 1998 numa área de floresta de terra firme, 145 m acima do nível médio do mar. Para as medições de saldo de irradiância, irradiância fotossiteticamente ativa incidente, temperatura e umidade relativa do ar, temperatura do dossel, precipitação pluviométrica, velocidade do vento e pressão atmosférica, empregou-se uma AWS, conforme detalhado na Tabela 4.4. Mediram-se as variáveis uma vez ao final de cada minuto e armazenaram-se as médias ao final de cada intervalo de 30 minutos, na AWS.

Além dos dados de temperatura e umidade relativa do ar coletados por meio da AWS, mediram-se estas variáveis meteorológicas por termohigrômetros (modelo HMP-45C, fabricante Vaisala Inc.) instalados junto à torre, nas alturas de 12, 22, 33, 42 e 52 m, e ligados a uma SPCD. Diferentemente da AWS, as variáveis não tiveram suas médias calculadas e armazenadas a cada 30 minutos; todas as medidas, realizadas de minuto em minuto, foram armazenadas na SPCD. Numa outra SPCD, ligou-se uma placa de fluxo

(modelo SH1, fabricante Hukseflux Thermal Sensors) que, para efetivar medição da densidade de fluxo de calor no solo, se enterrou 5 cm abaixo da superfície do solo. Os intervalos de medida e armazenamento de médias ocorreram da mesma forma que na AWS.

Variável Meteorológica	Instrumento, Modelo, Fabricante	Altura (m)
Saldo de irradiância (W m <sup>-2</sup> )	Saldo-radiômetro, DRN30, DIDCOT	54,3
Irradiância fotossinteticamente ativa incidente (W m <sup>-2</sup> )	Sensor quântico LI-190SZ, Licor	60,6
Temperatura do ar (°C)	Resistores, PT100, DIDCOT	60,0
Umidade relativa do ar (%)	Termohigrômetro, HMP35A, Vaisala	60,0
Temperatura do dossel (°C)	Detector por infravermelho, KT15, Heilmann	59,1
Precipitação pluviométrica (mm)	Pluviômetro de báscula, ARG-100, EM	60,3

Tabela 4.4 - Como na Tabela 4.1, para as medições da AWS instalada na torre da Rebio Jaru.

O sistema que emprega o MCVT, usado para a obtenção das densidades de fluxo turbulento de calor e de massa e da velocidade de fricção, é apresentado na Tabela 4.5. Este sistema realizou as mesmas medições do sistema instalado na K34, na mesma frequência; entretanto, calcularam-se os valores de saída para intervalos de uma hora.

Anemômetro, A100R, Vector

Barômetro, PTB100A, Vaisala

7,8

40,0

Velocidade do vento (m  $s^{-1}$ )

Pressão atmosférica (hPa)

Aferiram-se as temperaturas de tronco fazendo uso de termopares do tipo K, inseridos em três árvores características da área levantada por Saatchi et al. (2007), situadas nas proximidades da torre instalada no sítio. Em duas destas árvores, das espécies *Andira legalis* e *Ocotea indecora* Schott ex Meisn, instalaram-se os sensores na face norte, nas profundidades radiais de 0,5, 3,0 e 10,0 cm e alturas de 1,7, 15,0 e 21,5 m, esta última altura apenas para *Ocotea indecora* Schott ex Meisn. No terceiro nível de altura (22, 5

m), para *Andira legalis*, mediante a diminuição diametral da árvore, introduziram-se os termopares nas profundidades radiais de 0,5, 3,0 e 9,0 cm. Instrumentou-se a terceira árvore, da espécie *Hymenaea courbaril* var *stilbocarpa* (Hayne) Lee e Lang, nas faces norte, sul, leste e oeste, nas profundidades radiais de 0,5 e 3,0 cm e nas alturas de 1,7, 15,0 e 25,0 m. Utilizou-se uma frequência de medição de uma vez por minuto, com médias calculadas e armazenadas a cada cinco minutos em "dataloggers" (modelo CR-10, Campbell Scientific Inc.).

Tabela 4.5 - Como na Tabela 4.1, para as medições do sistema que emprega o MCVT, instalado na torre da Rebio Jaru.

Variável Meteorológica	Instrumento, Modelo, Fabricante	Altura (m)
Componentes da velocidade do	Anemômetro sônico tridimensional,	62,7
vento (m $s^{-1}$ )	solent 1012R2A, Gill	
Temperatura do ar (°C)	Anemômetro sônico tridimensional,	62,7
	solent 1012R2A, Gill	
Concentração de vapor de água	Analisador de gás por infravermelho	62,7
$(g m^{-3})$	de caminho fechado, LI-6262, Licor	
Concentração de dióxido de	Analisador de gás por infravermelho	62,7
carbono ( $\mu$ mol mol <sup>-1</sup> )	de caminho fechado, LI-6262, Licor	

# 4.3 Cálculos da Umidade Específica e do Déficit de Pressão de Vapor

Visto que não ocorreram medições de perfil vertical de umidade relativa do ar na torre micrometeorológica da Rebio Cuieiras, e estes dados são necessários para um cômputo mais preciso do componente  $S_q$  da TAE no ar da floresta (consultar Seção 4.4), utilizaram-se dados de temperatura do ar, coletados pela AWS na altura de 51,1 m, e de umidade relativa, coletados pela SPCD na altura de 51,0 m, para se obterem ajustes polinomiais de 2º grau, por mínimos quadrados, entre estes dados. Destarte, lograram-se duas expressões, uma para a estação seca e outra para a estação chuvosa, para que o perfil de umidade relativa pudesse ser calculado tomando-se como base os dados de temperatura do ar coletados pela AWS nas alturas de 15,6, 28,0, 35,5 e 42,5 m. Na

Figura 4.1 apresentam-se os ajustes entre os dados, e os coeficientes de determinação relacionados, e abaixo mostram-se as expressões resultantes, para as estações seca e chuvosa, respectivamente:

$$UR_i = -0.17T_i^2 + 4.88T_i + 71.03 \tag{4.1a}$$

e

$$UR_i = -0.26T_i^2 + 9.03T_i + 23.42 \tag{4.1b}$$

nas quais  $UR_i$  e  $T_i$  representam, respectivamente, as umidades relativas e temperaturas do ar em cada nível de altura *i*. Os dados utilizados para os ajustes foram obtidos durante 30 dias, não-consecutivos, de cada estação. Maiores detalhes sobre a motivação para a escolha e a relação completa destes dias apresentam-se na Seção 5.1.



Figura 4.1 - Ajustes polinomiais de 2º grau, por mínimos quadrados, entre dados de temperatura e umidade relativa do ar, coletados, respectivamente, nas alturas de 51,1 e 51,0 m, na Rebio Cuieiras.

Calcularam-se as umidades específicas  $q_i$ , para cada nível de altura *i*, por meio de:

$$q_{i} = \frac{0.622 \times e_{i}}{p_{atm} - 0.378e_{i}}$$
(4.2)

sendo  $p_{atm}$  a pressão atmosférica e  $e_i$  a pressão de vapor atual para cada nível *i*. Determinou-se  $e_i$  com base nos valores dos perfis de *UR* calculados (Rebio Cuieiras, com exceção do nível de 51,0 m) ou medidos (Rebio Jaru) utilizando a relação simples:

$$e_i = \frac{UR \times e_{si}}{100} \tag{4.3}$$

com  $e_{si}$  denotando a pressão de saturação de vapor, para cada nível *i*, e calculada através da expressão abaixo (GOFF E GRATCH, 1946):

$$\log_{10} e_{si} = -7,90 \left( \frac{T_{st}}{T_i} - 1 \right) + 5,03 \log_{10} \left( \frac{T_{st}}{T_i} \right) - 1,38 \times 10^{-7} \left[ 10^{11,34 \left( 1 - \frac{T_i}{T_{st}} \right)} - 1 \right] + 8,13 \times 10^{-3} \left[ 10^{-3,49 \left( \frac{T_i}{T_{st}} - 1 \right)} - 1 \right] + \log_{10} e_{st}$$

$$(4.4)$$

na qual  $T_{st}$  (igual a 373,16 K) e  $e_{st}$  (igual a 1013,25 hPa) são, respectivamente, a temperatura e a pressão de vapor do ponto de ebulição da água, e  $T_i$  é a temperatura absoluta do ar (dada em K) medida em cada nível de altura. Empregando a pressão de saturação de vapor calculada e a umidade relativa medida no último nível de altura (51,0 m para a Rebio Cuieiras e 60,0 m para a Rebio Jaru), obteve-se o déficit de pressão de vapor, *VPD*, fazendo uso da equação:

$$VPD = \frac{100 - UR}{100} \times e_s \tag{4.5}$$

# 4.4 Cálculo das Taxas de Armazenamento Térmico de Energia Acima do Solo

Visto que um dos principais objetivos da presente investigação foi a determinação da taxas de armazenamento térmico de energia acima do solo, em florestas de terra firme da Amazônia, da forma mais completa e precisa possível, para períodos de tempo mais longos que os usualmente descritos na literatura, empregaram-se esforços nas estimativas de todos os componentes dados pelas Equações 2.20 a 2.24. Apenas o termo de armazenamento de dióxido de carbono,  $\mu S_C$ , apresentado na Equação 2.20, não foi

considerado nos cálculos da TAE total, *S*. Principalmente em circunstância dos poucos dias de dados de concentração de  $CO_2$  disponíveis, tanto para a Rebio Cuieiras quanto para a Rebio Jaru. De mais a mais, este não se trata de um componente de armazenamento térmico e, em virtude de seus valores extremamente pequenos em termos energéticos (W m<sup>-2</sup>), principalmente para sítios de floresta em estágio de clímax, como é o caso da Rebio Cuieiras e da Rebio Jaru, sua inclusão para o cálculo de *S* não é necessária.

### 4.4.1 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia no Ar

Num volume elementar de ar de altura dz, área superficial dA, através da qual o calor flui verticalmente causando alterações nos valores de sua energia específica  $E_S = \rho_a c_p T$ , a TAE resultante das variações de temperatura,  $S_T$ , é dada pela Equação 2.19 como:

$$S_T = \frac{1}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_{S} \int_{0}^{z_r} \rho_a c_p T dA dz$$
(4.6)

Calculando a integral de superfície da Equação 4.6, assumindo que  $\rho_a$  (igual a 1,225 kg m<sup>-3</sup>) é constante no tempo e no espaço, até o nível de referência  $z_r$ , e considerando o efeito da umidade do ar em  $c_p$  (igual a 1004 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>), a Equação 4.6 fica:

$$S_T = \frac{A}{A_G} \rho_a \int_0^{z_r} c_p (1+0.84q) \frac{\partial T}{\partial t} dz$$
(4.7)

Como o valor da área A em que ocorre o fluxo vertical de calor é, aproximadamente, igual ao da área de solo  $A_G$  ocupada pela floresta, reduz-se a Equação 4.7 a:

$$S_T = \rho_a \int_0^{z_r} c_p (1+0.84q) \frac{\partial T}{\partial t} dz$$
(4.8)

Para o cálculo da Equação 4.8, utilizaram-se o método de derivação por diferenças finitas centradas e a integração pelo método dos trapézios. Assim, concebendo l camadas horizontais de espessuras variáveis ( $z_i - z_{i-1}$ ), determinadas pelos níveis de

altura em que se instalaram os instrumentos para as medições da temperatura do ar  $\overline{T}$ , e um intervalo de tempo  $(t_k - t_{k-1})$ , logra-se a equação:

$$S_{T} = \rho_{a} \sum_{i=1}^{l} c_{p} \left[ 1 + 0.84 \left( \frac{\overline{q}_{i} - \overline{q}_{i-1}}{2} \right) \right] \left[ \left( \frac{\overline{T}_{k+1} - \overline{T}_{k-1}}{2(t_{k} - t_{k-1})} \right)_{i} + \left( \frac{\overline{T}_{k+1} - \overline{T}_{k-1}}{2(t_{k} - t_{k-1})} \right)_{i-1} \right] \frac{(z_{i} - z_{i-1})}{2} (4.9)$$

A TAE no ar, causada pelas mudanças nos valores de umidade específica,  $S_q$ , tomandose por base a Equação 2.19, pode ser calculada por meio de:

$$S_q = \frac{1}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_{S} \int_{0}^{z_r} \rho_a Lq dA dz$$
(4.10)

Aplicando o mesmo raciocínio empregado para o termo  $S_T$ , com L (igual a 2,44 × 10<sup>6</sup> J kg<sup>-1</sup>) constante no tempo e no espaço, a Equação 4.10 fica:

$$S_q = \rho_a L \int_0^{z_c} \frac{\partial q}{\partial t} dz \tag{4.11}$$

Utilizando os métodos numéricos citados acima (derivação por diferenças finitas centradas e integração por trapézios), a expressão final aplicada para o cálculo de  $S_q$  foi:

$$S_{q} = \rho_{a} L \sum_{i=1}^{l} \left[ \left( \frac{\overline{q}_{k+1} - \overline{q}_{k-1}}{2(t_{k} - t_{k-1})} \right)_{i} + \left( \frac{\overline{q}_{k+1} - \overline{q}_{k-1}}{2(t_{k} - t_{k-1})} \right)_{i-1} \right] \frac{(z_{i} - z_{i-1})}{2}$$
(4.12)

### 4.4.2 Taxa de Armazenamento Térmico de Energia nos Troncos

O cálculo aproximado da TAE nos troncos,  $S_{tr}$ , pode ser realizado com base em um tronco "médio" teórico que apresente as características médias dos N indivíduos encontrados na área  $A_G$  da floresta de interesse, em termos de dimensões espaciais (diâmetro e altura), massa específica e calor específico. Além disso, é preciso selecionar uma árvore "representativa" da floresta, entre as espécies dominantes, que se aproxime destas características médias, para que sejam medidas as temperaturas de tronco necessárias para o cômputo do fluxo de calor. Por esta forma, considerando  $F_r$  como o fluxo de calor que ocorre no tronco da árvore representativa, o fluxo total no conjunto de *N* troncos é  $F = NF_r$ . Portanto, usando a Equação 2.19 expressa em coordenadas cilíndricas, para uma altura de tronco de referência  $z_{tr}$ , a TAE nos troncos é dada por:

$$S_{tr} = \frac{NF_r}{A_G} = \frac{N}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_{0}^{z_{tr}^2 \pi R} \int_{0}^{z_{tr}} \int_{0}^{z_{\pi} R} \int_{0}^{z_{\pi} R} \rho_{tr} c_{tr} T_{tr} r dr d\theta dz$$
(4.13)

na qual  $\rho_{tr}$ ,  $c_{tr}$  e *R* são, respectivamente, a massa específica fresca (ou verde), o calor específico e o raio do tronco médio, e  $T_{tr}$  é a temperatura medida no tronco da árvore representativa (ver Seção 4.7). Em virtude da geometria natural dos troncos ser relativamente cônica, se faz necessária inclusão de um fator de correção que relacione o volume entre duas seções retas de um cone (tronco de cone) com o volume cilíndrico considerado para a obtenção da Equação 4.13, ou seja:

$$\Gamma_f = \frac{V_{con}}{V_{cil}} \tag{4.14}$$

em que  $\Gamma_f$  representa o "fator de forma" de tronco (BLANKEN ET AL., 1997). Destarte, incluindo  $\Gamma_f$  na Equação 4.13 e integrando-a em  $\theta$ , admitindo que  $T_{tr}$  não varia com o ângulo (Michiles, 2004) e que  $\rho_{tr}$  e  $c_{tr}$  são constantes radialmente e verticalmente, o resultado é:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_G} 2\pi \rho_{tr} c_{tr} \int_0^{z_{tr}} \left( \int_0^R \frac{\partial T_{tr}}{\partial t} r dr \right) \Gamma_f dz$$
(4.15)

Aplicaram-se a derivação por diferenças finitas centradas e a integração pelo método dos trapézios, em *r* e *z*. Assim sendo, considerando  $l_{tr}$  camadas horizontais de tronco, de espessuras variáveis ( $z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)}$ ), e  $n_{tr}$  raios  $r_{ij}$  obtidos, respectivamente, pelos níveis de altura e profundidades radiais em que foram instalados os instrumentos na árvore escolhida para as medições da temperatura  $\overline{T}_{tr}$ , a forma da Equação 4.15 utilizada foi:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_{G}} 2\pi \rho_{tr} c_{tr} \sum_{i=1}^{l_{tr}} \left\{ \sum_{j=1}^{n_{tr}} \left[ r_{ij} \left( \frac{\overline{T}_{tr(k+1)} - \overline{T}_{tr(k-1)}}{2(t_{k} - t_{k-1})} \right)_{ij} + r_{ij-1} \left( \frac{\overline{T}_{tr(k+1)} - \overline{T}_{tr(k-1)}}{2(t_{k} - t_{k-1})} \right)_{ij-1} \right] \frac{(r_{ij} - r_{ij-1})}{2} \right\} \Gamma_{f(i)} \frac{(z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)})}{2} (4.16)$$

# 4.4.3 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia na Copa e no Estrato Inferior

O armazenamento de energia nos demais componentes da biomassa, quer dizer, na copa das árvores (ramos, galhos e folhas) e no estrato inferior da floresta (pequenas árvores, mudas, madeira morta, raízes externas, liteira fina, palmáceas, trepadeiras e outros) calcula-se com base na Equação 2.19, isto é:

$$S_{bc} = \frac{1}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho_{bc} c_{bc} T_{rc} dV$$
(4.17)

em que  $\rho_{bc}$  e  $c_{bc}$  são, respectivamente, a massa específica e o calor específico estimados para cada um dos componentes da biomassa citados acima, e  $T_{rc}$  é a temperatura de referência, que pode ser do ar, do tronco da árvore representativa ou do dossel ( $T_c$ ), utilizada para o cálculo da TAE em cada um destes componentes. Uma vez que, em florestas de terra firme da Amazônia, os valores de massa total de cada parcela da copa e do estrato inferior são bem menores que a massa total de troncos (verificar Seção 4.7), assumiu-se, por simplicidade, que  $\rho_{bc}$ ,  $c_{bc}$  e  $T_{rc}$  são constantes em todo o volume individual dos componentes. Por conseguinte, realizando a integração da Equação 4.17, considerando as aproximações citadas, obteve-se o resultado:

$$S_{bc} = \frac{\rho_{bc} c_{bc} V_{bc}}{A_G} \frac{\partial T_{rc}}{\partial t}$$
(4.18)

Como a massa fresca por unidade de área de solo é  $m_{bc} = \rho_{bc}V_{bc} / A_G$ , a Equação 4.18 expressa em diferenças finitas centradas torna-se:

$$S_{bc} = m_{bc} c_{bc} \left( \frac{T_{rc(k+1)} - T_{rc(k-1)}}{2(t_k - t_{k-1})} \right)$$
(4.19)

Fazendo uso da Equação 4.19, com os respectivos valores de massa por unidade de área e de calor específico para cada componente da biomassa, estimaram-se os termos  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$ ,  $S_{lv}$ ,  $S_{st}$ ,  $S_{sl}$ ,  $S_{dw}$ ,  $S_{lt}$  e  $S_{oc}$ . Na Tabela 4.6 mostram-se os termos calculados, as temperaturas usadas, as alturas e as profundidades em que estas temperaturas foram medidas.

Tabela 4.6 - Componentes da TAE na biomassa calculados, as temperaturas de referência usadas (T para o ar,  $T_{tr}$  para o tronco da árvore representativa e  $T_C$  para o dossel), os sítios, as alturas e as profundidades em que foram medidas.

Componente da TAE	Temperatura de Referência	a Altura (Profundidade)	
		Rebio Cuieiras	Rebio Jaru
$S_{br}$ (ramos)	$T_{tr}$	9,0 m (0,5 cm)	15,0 m (0,5 cm)
$S_{tw}$ (galhos)	T	28,0 m	22,0 m
$S_{lv}$ (folhas)	$T_C$	$\approx$ 20,0 m (dossel)	$\approx$ 30,0 m (dossel)
$S_{st}$ (árvores pequenas)	$T_{tr}$	1,5 m (0,5 cm)	1,7 m (0,5 cm)
$S_{sl}$ (mudas)	Т	15,6 m	12,0 m
S <sub>dw</sub> (madeira morta)	$T_{tr}$	1,5 m (0,5 cm)	1,7 m (0,5 cm)
$S_{lt}$ (liteira)	Т	15,6 m	12,0 m
$S_{oc}$ (pequeno porte)	Т	15,6 m	12,0 m

# 4.5 Avaliação dos Parâmetros Espaciais das Árvores

Consoante apresentado na Seção 4.4.2, são necessárias informações mínimas a respeito da estrutura das árvores da floresta para que o cálculo da TAE nos troncos,  $S_{tr}$ , possa ser efetuado com o mínimo possível de erros. Entre estas informações, estão as dimensões espaciais das árvores, que são constituídas, basicamente, do diâmetro e da altura de cada indivíduo. Tomando-se como base os valores de DAP ( $d_{BH}$ ) medidos nas florestas examinadas neste estudo, calculou-se a área basal  $A_B$  (área da seção reta horizontal do

tronco de árvore na altura de 1,5 m), considerando que os troncos apresentam áreas circulares, ou seja:

$$A_B = \pi \frac{(d_{BH})^2}{4}$$
(4.20)

Devido aos altos valores de desvio padrão encontrados para o DAP (Tabela 4.7), em torno de 70% do seu valor médio, foi mais adequado considerar um outro parâmetro para o diâmetro do tronco médio e a escolha da árvore representativa. Destarte, utilizouse o "diâmetro quadrático padrão" ( $Q_{SD}$ ) de cada floresta (CUMMINGS ET AL., 2002), cuja definição é dada pela seguinte expressão:

$$Q_{SD} = \sqrt{\frac{4(A_{BT} / N)}{\pi}} \tag{4.21}$$

em que  $A_{BT}$  representa o somatório das áreas basais de todas as *N* árvores inventariadas em cada sítio. Como não se dispunham de medidas de alturas de árvores, para ambos os sítios avaliados na presente pesquisa, calcularam-se as alturas (*h*) com base em fórmulas empíricas obtidas por Cummings et al. (2002), por meio de regressões entre dados coletados em diversas áreas de floresta na Amazônia. Assim sendo, a expressão para a estimativa das alturas das árvores com DAP < 20 cm foi:

$$h = e^{[0,6387+0,7988\ln(d_{BH})]}$$
(4.22a)

e para árvores com  $DAP \ge 20$  cm:

$$h = -19,5873 + 13,2823\ln(d_{BH}) \tag{4.22b}$$

sendo os valores de entrada de  $d_{BH}$  dados em cm. Na Figura 4.2 são apresentadas as distribuições de frequências das alturas calculadas para a Rebio Cuieiras e a Rebio Jaru. Na Tabela 4.7 são mostrados os valores de  $A_{BT}$  e as médias obtidas para  $d_{BH}$ ,  $Q_{SD}$  e h, para cada um destes sítios.



Figura 4.2 - Frequência das classes de altura das árvores com DAP ≥ 10 cm, nas florestas inventariadas (a) por Oliveira et al. (2008), na Rebio Cuieiras (N = 670), (b) por Saatchi et al. (2007), na Rebio Jaru (N = 1362).

Tabela 4.7 - Valores médios de DAP ( $d_{BH}$ ), área basal total ( $A_{BT}$ ), diâmetro quadrático padrão ( $Q_{SD}$ ) e altura (h), obtidos para cada um dos sítios, para árvores com DAP  $\ge 10$  cm.

Rebio Cuieiras	Rebio Jaru
$20,8\pm14,5$	$22,7 \pm 16,7$
33,85	88,94 (33,98 por ha)
25,4	28,2
$19,0\pm6,6$	$20,0 \pm 6,7$
	$20,8 \pm 14,5$ $33,85$ $25,4$ $19,0 \pm 6,6$

DP' = desvio padrão

Para a estimativa do fator de forma de tronco  $\Gamma_f$ , dado pela Equação 4.14, para cada camada de tronco, determinaram-se os volumes de tronco de cone e cilíndrico por meio das relações abaixo:

$$V_{con(i)} = \frac{\pi}{3} \left( z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)} \right) \left( R_{i-1}^2 + R_i R_{i-1} + R_i^2 \right)$$
(4.23a)

$$V_{cil(i)} = \pi \left( z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)} \right) R_i^2$$
(4.23b)

nas quais  $R_i$  denota o raio do tronco médio em cada nível de altura  $z_{tr(i)}$ , em que se inseriram os sensores na árvore representativa de cada sítio. Fazendo uso do valor de  $Q_{SD}$  calculado, obteve-se o raio  $R_1$  (igual a  $Q_{SD} / 2$ ) para o primeiro nível de altura. Estimaram-se os raios para os demais níveis de altura, pelo ajuste de parábolas entre os diâmetros e alturas ( $h_{m(i)}$ ) medidos na árvore representativa, substituindo o coeficiente linear pelo valor de  $Q_{SD}$  encontrado. Diante disto, as expressões empregadas para a Rebio Cuieiras e Rebio Jaru, respectivamente, foram:

$$2R_{i\neq 1} = 0,004h_{m(i\neq 1)}^2 - 0,460h_{m(i\neq 1)} + Q_{SD}$$
(4.24a)

e

$$2R_{i\neq 1} = 0,025h_{m(i\neq 1)}^2 - 1,077h_{m(i\neq 1)} + Q_{SD}$$
(4.24b)

Finalmente, obtiveram-se os valores de  $r_{ij}$  pela diferença entre os raios estimados para cada nível de altura,  $R_i$ , e as profundidades em que foram instalados os termopares na árvore representativa.

# 4.6 Determinação das Massas Específicas e dos Calores Específicos

As informações de massa específica fresca e de calor específico dos troncos são essenciais para a classificação das árvores, e para a seleção daquela que deve ser a representativa para a floresta. Além disso, consoante descrito nas Seções 4.4.2 e 4.4.3, os valores de calor específico dos componentes da biomassa são necessários para a efetivação dos cálculos da TAE nestes.

Como primeiro procedimento empregado para determinar a massa específica dos troncos da floresta da Rebio Cuieiras, retiraram-se amostras de tronco das quatro árvores instrumentadas, isto é, coletaram-se, radialmente, pequenos cilindros (de 2,5 a 5,0 cm de comprimento por 3,0 cm de diâmetro) do tronco de cada uma destas árvores.

Estas amostras tiveram suas massas específicas e conteúdos de umidade determinados num laboratório especializado da Coordenação de Pesquisas em Produtos Florestais (CPPF), do INPA. O segundo procedimento utilizado (sendo este o único para a Rebio Jaru), foi o levantamento das massas específicas secas apresentadas na literatura (FEARNSIDE, 1997; NOGUEIRA ET AL., 2005) para as espécies individuais encontradas em cada sítio. Quando não se encontraram valores próprios de uma determinada espécie, usaram-se dados para espécies do mesmo gênero. Em último caso, empregou-se o valor médio para a Amazônia, apresentado por Fearnside (1997). Adicionalmente, para calcular as massas específicas frescas das espécies, aplicou-se o valor médio de umidade apresentado por Higuchi et al. (1998).

Os resultados, para as massas específicas dos troncos das 10 espécies dominantes (ordenadas de acordo com sua área basal total), juntamente com o número de árvores e o diâmetro quadrático padrão, apresentam-se nas Tabelas 4.8 e 4.9, para a Rebio Cuieiras e a Rebio Jaru, respectivamente. Mostram-se nestas Tabelas, também, os valores de  $Q_{SD}$  e  $\rho_{tr}$  para o tronco médio de cada sítio.

Determinaram-se os calores específicos (de madeira fresca) dos troncos, ramos e galhos,  $c_{tr,br,tw}$ , como uma função do calor específico da celulose,  $c_{cel}$ , do conteúdo de umidade,  $q_{tr,br,tw}$ , dado por Higuchi et al. (1998), e do valor do calor específico da água,  $c_w$  (igual a 4184 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>), por meio da equação apresentada por Marshall (1958):

$$c_{tr,br,tw} = \frac{c_{cel} + q_{tr,br,tw}c_{w}}{1 + q_{tr,br,tw}} + \Delta c$$
(4.25)

na qual  $\Delta c$  (igual a 335 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>) é um fator de correção devido ao calor de umedecimento dos poros da celulose seca e  $c_{cel}$  foi obtida como função da temperatura média do ar da floresta de cada sitio, para os respectivos períodos de estudo (26,2 °C para a Rebio Cuieiras e 28,4 °C para a Rebio Jaru), pela relação (SKAAR, 1972):

$$c_{cel} = 1113 + 4,85T \tag{4.26}$$

Tabela 4.8 - Número de árvores (*N*), área basal total ( $A_B$ ), diâmetro quadrático padrão ( $Q_{SD}$ ) e massa específica dos troncos ( $\rho_{tr}$ ) das 10 espécies dominantes no sítio de floresta da Rebio Cuieiras.

Espécies	Ν	$A_B(\mathrm{m}^2)$	$Q_{SD}$ (cm)	$\rho_{tr}$ (kg m <sup>-3</sup> )
Aspidosperma oblongum	2	1,48	96,93	1187
Eschweilera micrantha	36	1,36	21,94	1242
Eschweilera atropetiolata	11	1,14	36,29	1138
Pouteria gongrijpii	19	1,01	26,02	1180
Licania davillifolia	11	0,97	33,55	1261
Swartzia reticulata	9	0,96	36,83	1166
Dinizia excelsa	7	0,87	39,80	1410
Chrysophyllum sanguinolentum	17	0,85	25,26	1265
Cariniana decandra	3	0,83	59,40	913
Leonia glycycarpa	2	0,80	71,54	1116
Tronco médio			25,36	1159

O calor específico da madeira morta,  $c_{dw}$ , foi também estimado pelo uso das Equações 4.25 e 4.26, desprezando os efeitos de  $\Delta c$  e considerando que este componente apresenta metade do conteúdo de umidade dos troncos, porquanto não ocorre fluxo de seiva e a retenção de água é menor nesta parte da biomassa da floresta. Para o cálculo do calor específico das folhas e da liteira,  $c_{lv,lt}$ , aplicou-se a seguinte expressão, adaptada de Blanken et al. (1997):

$$c_{lv,lt} = (1 - q_{lv,lt})c_{cel} + q_{lv,lt}c_w$$
(4.27)

em que  $q_{lv,lt}$  é conteúdo de umidade das folhas (HIGUCHI ET AL., 1998) e da liteira (SILVA, 2007). Devido à falta de informações sobre o conteúdo de umidade das árvores pequenas, e considerando a aproximação da composição e estrutura física entre este componente e os ramos, utilizou-se o valor calculado para o calor específico dos ramos para o cálculo de  $S_{st}$ . Em virtude do mesmo problema de indisponibilidade de medidas

de umidade, e seguindo a mesma lógica aplicada para as árvores pequenas, usou-se o calor específico dos galhos para as mudas e os componentes de pequeno porte.

Espécies	Ν	$A_B(\mathrm{m}^2)$	$Q_{SD}$ (cm)	$\rho_{tr}$ (kg m <sup>-3</sup> )
Orbignya speciosa	110	10,95	35,60	1049
Protiuk robustum	81	5,42	29,18	1016
Andira legalis	17	4,40	57,43	1148
Cegador (nome popular)	103	4,30	23,05	1049
Ocotea indecora	58	4,16	30,21	951
Nectandra cuspidata	63	3,65	27,17	902
Apuleia molares	6	2,81	77,24	1246
Hymenaea courbaril	6	2,78	76,83	1213
Peltogine paniculata	26	2,69	36,30	1459
Ficus maxima	1	2,31	171,40	1049
Tronco médio			28,18	1051

Tabela 4.9 - Como na Tabela 4.8, para o sítio de floresta da Rebio Jaru.

# 4.7 Estimativas da Distribuição de Biomassa Aérea e Escolha da Árvore Representativa

Conforme citado na Seção 4.4.3, a determinação da massa fresca, por unidade de área de solo da floresta, é fundamental para o cálculo da TAE em cada componente da copa e do estrato inferior da floresta. Este cômputo também é importante para os troncos, quando se pretende calcular  $S_{tr}$  com base em metodologias simplificadas, como a apresentada por Michiles e Gielow (2008). Assim sendo, inicialmente, estimaram-se as massas frescas totais,  $M_f$ , de cada indivíduo das florestas consideradas, fazendo uso dos valores de DAP medidos e das expressões apresentadas por Higuchi et al. (1998). Desta forma, entrando com valores de  $d_{BH}$  em cm, utilizou-se as seguintes fórmulas empíricas, para DAP < 20 cm:

$$M_{f} = e^{\left[-1,754+2,665\ln(d_{BH})\right]}$$
(4.28a)

e para DAP  $\geq$  20 cm:

$$M_{f} = e^{\left[-0.151 + 2.170 \ln(d_{BH})\right]}$$
(4.28b)

A Figura 4.3 apresenta as distribuições de massa das árvores individuais, de acordo com o DAP, para a área inventariada por Oliveira et al. (2008), na Rebio Cuieiras, e para a área levantada por Saatchi et al. (2007), na Rebio Jaru.



Figura 4.3 - Distribuição de massa fresca das árvores individuais em função do DAP, para as florestas citadas na Figura 4.2.

Com o valor de biomassa aérea total para a floresta,  $M_t = \Sigma M_f$ , de informações sobre a distribuição dessa biomassa (HIGUCHI E CARVALHO, 1994) e de correlações entre  $M_t$  e os componentes do estrato inferior da floresta (Nogueira et al., 2008), estimaram-se os valores de  $m_{tr}$ ,  $m_{br}$ ,  $m_{tw}$ ,  $m_{lv}$ ,  $m_{st}$ ,  $m_{dw}$ ,  $m_{lt}$  e  $m_{oc}$ . Destarte, a relação geral usada foi:

$$m_{bc} = K_{bc} \frac{M_t}{A_G} \tag{4.29}$$

na qual  $K_{bc}$  denota o coeficiente publicado na literatura para o cálculo da massa de cada componente da floresta, com base em  $M_t$ . Os valores de conteúdo de umidade, do coeficiente  $K_{bc}$ , dos calores específicos e da massa fresca por unidade de área de solo, para cada componente da biomassa das florestas da Rebio Cuieiras e da Rebio Jaru, apresentam-se na Tabela 4.10.

Tabela 4.10 - Valores do conteúdo de umidade  $(q_{bc})$ , do coeficiente  $K_{bc}$ , do calor específico  $(c_{bc})$  e da massa fresca por unidade de área de solo  $(m_{bc})$ , para cada componente da biomassa das florestas da Rebio Cuieiras e da Rebio Jaru.

Componente da Biomassa	$q_{bc}$ (kg kg <sup>-1</sup> )	$K_{bc}$	$c_{bc}  (\mathrm{J \ kg})$	$^{-1} \circ C^{-1}$ )	$m_{bc}$ (kg	$m^{-2}$ )
			Cuieiras	Jaru	Cuieiras	Jaru
Troncos	0,39	0,656	2410,7	2409,5	43,79	45,74
Ramos	0,39	0,178	2401,3	2409,5	11,88	12,41
Galhos	0,43	0,146	2460,6	2468,5	9,75	10,18
Folhas	0,52	0,020	2771,1	2776,5	1,34	1,39
Árvores Pequenas	0,39	0,064	2401,3	2409,5	4,27	4,46
Mudas	0,43	0,043	2460,6	2468,5	2,87	3,00
Madeira Morta	0,20	0,094	1731,0	1740,5	6,28	6,55
Liteira	0,43	0,041	2506,2	2512,6	2,74	2,86
Pequeno Porte	0,43	0,055	2460,6	2468,5	3,68	3,84

Dadas as informações de diâmetro quadrático padrão, massa específica e calor específico para a floresta da Rebio Cuieiras, selecionou-se a árvore da espécie *Chrysophyllum sanguinolentum* (Pierre) Baehni como representativa para esta floresta, visto que os valores de  $Q_{SD}$ ,  $\rho_{tr}$  (Tabela 4.8) e  $c_{tr}$  (igual a 2472,5 J kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>), obtidos para ela, são os que, conjuntamente, mais se aproximam das propriedades do tronco médio. Usando o mesmo raciocínio para o sítio da Rebio Jaru, com exceção do calor específico, que não se determinou para espécies individuais, a árvore ideal como representativa para este sítio seria a da espécie *Ocotea indecora* Schott ex Meisn. Contudo, houve problemas com os dados e falhas em diversos dias do curto intervalo de medições nesta árvore. Consequentemente, selecionou-se a árvore da espécie *Andira legalis*, por ser a segunda que mais se aproxima das características do tronco médio da floresta da Rebio Jaru.

# 4.8 Estimativa das Taxas de Armazenamento de Energia com Base em Medidas Limitadas

Em conformidade com o que se apresentou nas Seções anteriores, para que seja efetivado o cálculo da TAE em florestas de grande porte, como as de terra firme da Amazônia, são imprescindíveis diversas informações a respeito da floresta de interesse e se fazem necessários dados de perfil de temperatura de tronco e de temperatura e umidade específica do ar. No entanto, nem sempre todas as informações sobre as florestas estão disponíveis, ou há medições de perfis de temperatura e de umidade do ar. Mais raras ainda são as ocasiões em que se realizaram medições de temperatura de tronco, seja de perfil ou não. Destarte, visto que a TAE aparece como um termo importante para o BES local em áreas de florestas densas, em particular na Amazônia, consoante ao descrito na Seção 3.3, se fazem necessárias metodologias simples para estimar os componentes da TAE, fazendo uso dos dados de medições pontuais de temperatura e umidade relativa do ar, comumente realizadas acima do dossel. Nesse sentido, Moore e Fisch (1986), com poucos dias de dados da estação seca de 1984 coletados na Reserva Ducke, obtiveram a Equação 3.2 que, segundo o apresentado na Seção 3.3, foi largamente utilizada em diversos trabalhos que tratam do BES. Analogamente, Michiles e Gielow (2008), para a Rebio Cuieiras, obtiveram a Equação 3.5, que também já foi aplicada no estudo de Herbst et al. (2008). Entretanto, até o presente momento, todas as equações obtidas por metodologias simplificadas para a Amazônia, fizeram uso de conjuntos de dados com poucos dias de coleta e utilizam, como entrada, valores de variação de temperatura e de umidade específica do ar em intervalos de uma hora. Todavia, variações horárias nem sempre são adequadas, pois, em geral, os dados são disponibilizados e analisados em intervalos de 30 minutos.

Neste trabalho, aproveitando o conjunto completo de 225 dias (não-consecutivos) de dados de perfil de temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade relativa do ar (todos empregados no cálculo do perfil de umidade específica do ar) e de perfil de temperatura de tronco, coletados na Rebio Cuieiras durante a estação úmida de 2004 (113 dias) e em partes das estações secas de 2003 e de 2004 (112 dias), lograram-se novas equações simplificadas para a estimativa da TAE em florestas da Amazônia. Semelhantemente às Equações 3.2 e 3.5, as expressões aqui obtidas, empregam variações de temperatura e umidade específica do ar aferidas em apenas um ponto acima do dossel, só que para intervalos de 30 minutos.

Seguindo a metodologia proposta por Michiles e Gielow (2008), utilizaram-se modelos matemáticos simples que, fazendo uso dos resultados obtidos por meio dos métodos mais completos descritos na Seção 4.4 e de informações de biomassa, tiveram seus coeficientes calculados. Assim sendo, ajustou-se a seguinte equação para o cálculo da TAE no ar:

$$S_{air(s)} = S_{T(s)} + S_{q(s)} = \rho_a \left( c_p \alpha_1 \Delta \overline{T}_r + L \alpha_2 \Delta \overline{q}_r \right) \frac{\Delta z_r}{\Delta t}$$
(4.30)

na qual  $\Delta \overline{T}_r$  e  $\Delta \overline{q}_r$  são, respectivamente, as variações de temperatura e umidade específica do ar, medidas em intervalos de 30 minutos, num nível de referência de altura  $\Delta z_r$ . Obtiveram-se os coeficientes  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ , da Equação 4.30, por ajuste linear de mínimos quadrados realizado, separadamente, entre os valores de  $S_T$  e  $S_q$ , calculados por meio das Equações 4.9 e 4.12, e aqueles obtidos com a Equação 4.30 ( $S_{T(s)}$  e  $S_{q(s)}$ ), considerando inicialmente  $\alpha_1 = \alpha_2 = 1$ . Desta maneira, empregaram-se os valores dos coeficientes angulares das retas resultantes, que tiveram a interseção com eixo das ordenadas definida na origem, para  $\alpha_1$  ( $S_{T(s)} \times S_T$ ) e  $\alpha_2$  ( $S_{q(s)} \times S_q$ ). Para o cálculo da TAE nos troncos, aplicou-se a expressão simplificada abaixo:

$$S_{tr(s)} = m_{tr} c_{tr} \beta \frac{\Delta \overline{T}_r}{\Delta t}$$
(4.31)

em que  $\beta$  representa o mesmo que  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  para a Equação 4.30, e se determinou seguindo o método descrito acima. Diferentemente dos resultados de Moore e Fisch (1986) e Michiles e Gielow (2008), a melhor correlação encontrada (r = 0,40) entre  $S_{tr}$  e as variações de meia hora da temperatura do ar, ocorreu exatamente com a própria série de temperatura do ar medida, isto é, sem nenhum atraso de fase. Daí, quando se testou a série de temperatura do ar adiantada em uma hora, houve uma diminuição no coeficiente de correlação (r = 0,25). A TAE na copa, composta pelos termos de armazenamento nos ramos, galhos e folhas, foi determinada por:

$$S_{cr(s)} = \left[ m_{br} c_{br} \gamma_1 + (m_{tw} c_{tw} + m_{lv} c_{lv}) \gamma_2 \right] \frac{\Delta T_r}{\Delta t}$$
(4.32)

Nesta expressão, conceberam-se apenas dois coeficientes,  $\gamma_1 e \gamma_2$ , por se terem usado apenas duas séries diferentes de temperatura para o cálculo de  $S_{br}$ ,  $S_{tw} e S_{lv}$  (ver Tabela 4.6). Finalmente, estimou-se a TAE no estrato inferior, pela relação simples:

$$S_{ll(s)} = \left[ (m_{st}c_{br} + m_{dw}c_{dw})\delta_1 + (m_{sl}c_{tw} + m_{lt}c_{lt} + m_{oc}c_{lw})\delta_2 \right] \frac{\Delta \overline{T_r}}{\Delta t}$$
(4.33)

As Equações 4.30, 4.31, 4.32 e 4.33 também foram ajustadas para a floresta da Rebio Jaru, utilizando os valores de massa fresca por unidade de área de solo e de calor específico, apresentados na Tabela 4.10 para esta floresta, e os coeficientes  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta$ ,  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $\delta_1$  e  $\delta_2$ , calculados com os dados da Rebio Cuieiras.

Para medir a eficiência das Equações 4.31, 4.32 e 4.33, seguindo a metodologia de Aston (1985), empregaram-se dois parâmetros estatísticos: a acurácia,  $A_{CC}$ , e a precisão,  $P_{RE}$ . Abaixo são apresentadas as expressões para cada um destes parâmetros:

$$A_{cc} = 1 - \left[\frac{\sum x_o - \sum x_c}{\sum x_o}\right]$$
(4.34)

e

$$P_{RE} = \left[\frac{\sum (x_o - \bar{x})^2 - \sum (x_o - x_c)^2}{\sum (x_o - \bar{x})^2}\right]$$
(4.35)

nas quais  $x_o$  representa um valor observado e  $x_c$  é um valor calculado para a variável x. No caso específico da análise aqui apresentada, realizou-se a comparação entre os valores da TAE calculados fazendo uso da metodologia completa, S, descrita na Seção 4.3 e aqueles obtidos pelas expressões apresentadas nesta Seção,  $S_s$ . A melhor concordância entre  $S_s$  e S é verificada com valores de  $A_{CC}$  e  $P_{RE}$  iguais a 1.

### 4.9 Cálculo do Balanço de Energia e de seu Fechamento

Efetuou-se o cálculo do balanço de energia em superfície para as áreas de floresta de terra firme, escolhidas para a presente pesquisa, mediante uma versão simplificada da Equação 2.1. Deste modo, fundamentalmente por limitações de natureza experimental existentes na atualidade, em conformidade com o descrito nas Seções 2.3 e 3.1, excluíram-se os três últimos termos da Equação 3.1, ou seja,  $\overline{A}_x$ ,  $\overline{A}_z$  e  $A'_x$  das análises do BES. Teoricamente, isto implica que as áreas de floresta estudadas são relativamente homogêneas, dentro do "footprint" dos sensores, e que o terreno de cada região não apresenta inclinações. Consequentemente, empregou-se, para o BES, a seguinte equação:

$$R_N = H + LE + \mu B + S + G \tag{4.36}$$

Para a Equação 4.36, utilizaram-se os dados de saldo de irradiância,  $R_N$ , coletados diretamente pelos saldo-radiômetros instalados nas torres de ambos os sítios. Fez-se esta escolha, primeiramente, para minimizar os erros intrínsecos aos instrumentos de medida de irradiância, porquanto o cálculo de  $R_N$  pela soma de seus componentes (Equação 2.2) medidos separadamente por instrumentos individuais, tende a apresentar erros de maior magnitude e a superestimar os seus valores reais. Secundariamente, em razão de não ter havido medições das irradiâncias de ondas curtas e de ondas longas na floresta da Rebio Jaru, mantendo-se, assim, a mesma metodologia para ambos os sítios de floresta considerados.

As densidades de fluxo turbulento de calores sensível e latente, H e LE, foram estimadas apenas pelos sistemas que fazem uso do MCVT montados nas torres de cada sítio, não sendo aplicado nenhum outro método para a obtenção destes componentes. Para a conversão da densidade de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>, *B*, estimada originalmente pelo MCVT em µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, para W m<sup>-2</sup>, aplicou-se um valor de energia específica equivalente para fixação de CO<sub>2</sub>,  $\mu$ , igual a 0,493 J µmol<sup>-1</sup>, pois, segundo Meyers e Hollinger (2004), uma taxa de assimilação de CO<sub>2</sub> de 2,5 mg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> equivale a uma densidade de fluxo de energia igual a 28 W m<sup>-2</sup>. Contudo, a este fator de conversão atribuiu-se um sinal negativo. Isso se deve ao fato dos valores de *B* medidos pelo sistema que emprega o MCVT serem apresentados com sinal negativo quando há fluxo de CO<sub>2</sub> para dentro da floresta e positivo quando há perdas de CO<sub>2</sub> e, para fins de balanço de energia, quando há fluxo de CO<sub>2</sub> da atmosfera para a floresta, parte de *R<sub>N</sub>* é utilizada para a fixação de carbono (fotossíntese); portanto, o sistema termodinâmico armazena energia positivamente com este processo.

Dado que se descreveram as estimativas dos componentes da TAE em detalhes nas Seções anteriores, comentários adicionais não são necessários.

Obtiveram-se os valores de densidade de fluxo de calor do solo, G, somente pelas medições realizadas pela placas de fluxo enterradas em cada sítio, não sendo aplicada nenhuma correção aos seus valores pela soma do armazenamento de energia na camada entre a superfície do solo e a placa de fluxo, porquanto para florestas densas, como as consideradas neste estudo, as magnitudes relativas de G são pequenas.

Os dois métodos aplicados para a avaliação do fechamento do balanço de energia foram adaptados de Wilson et al. (2002). O primeiro deles consta da obtenção dos coeficientes linear (ponto de interceptação do eixo das ordenadas), angular (inclinação da reta) e de determinação ( $r^2$ ), de regressões lineares entre os valores de meia-hora do saldo de irradiância ( $R_N$ ) e da soma das densidades de fluxo não-radiativas ( $H + LE + \mu B + S + G$ ). O fechamento ideal é representado pelos valores 0, 1 e 1 para os coeficientes linear, angular e de determinação, respectivamente. Distintamente da proposta de Wilson et al. (2002) e de outros trabalhos semelhantes, nos quais a avaliação do fechamento do BES

é feita pela regressão da diferença entre o saldo de irradiância e os termos de armazenamento (chamada de energia disponível) e a soma das densidades de fluxo turbulento, neste trabalho adotou-se o formato do fechamento do BES aplicada por Heusinkveld et al. (2004). Fez-se esta escolha por se buscar um melhor entendimento do tipo de sistema físico, no que as florestas estudadas estão inseridas, independentemente dos métodos de medição, e não uma avaliação da eficácia do MCVT em áreas de floresta.

O segundo método para avaliar o fechamento do BES foi o cálculo da razão do balanço de energia  $E_{BR}$  (ideal igual a 1), entre a soma cumulativa  $H + LE + \mu B + S + G \in R_N$ , durante períodos específicos de tempo, tais como a noite ou uma semana inteira. Daí, neste trabalho, definiu-se a razão do balanço de energia como:

$$E_{BR} = \frac{\sum H + LE + \mu B + S + G}{\sum R_N}$$
(4.37)

Relacionada a  $E_{BR}$ , calculou-se a percentagem de "desbalanço" de energia,  $E_{IP}$ , para indicar a magnitude do não-fechamento do BES para cada intervalo de tempo especificado. Destarte,  $E_{IP}$  é calculado por meio da expressão simples:

$$E_{IP} = |1 - E_{BR}| \times 100 \tag{4.38}$$

Adicionalmente, com dados de meia-hora ou horários, utilizou-se um outro parâmetro estatístico para determinar a proximidade do fechamento do BES, ou seja, o erro padrão  $E_{RR}$ , que é uma medida do erro, em termos absolutos, que ocorre na previsão de y para um dado x individual, e cuja expressão é apresentada abaixo:

$$E_{RR(y,x)} = \sqrt{\left[\frac{1}{n(n-2)}\right]} \left[n\sum_{y} y^{2} - \left(\sum_{y} y\right)^{2} - \frac{\left[n\sum_{x} xy - \left(\sum_{x} x\right)\left(\sum_{y} y\right)\right]^{2}}{n\sum_{x} x^{2} - \left(\sum_{x} x\right)^{2}}\right]$$
(4.39)

na qual *x* representa um valor observado, para cada uma das *n* observações, e *y* é um valor previsto para cada *x*. Na Equação 4.39, para a análise do fechamento do BES em questão,  $R_N$  é representado por *x* e a soma  $H + LE + \mu B + S + G$  por *y*.

Tendo em vista as limitações do uso do MCVT à noite, quando as velocidades do vento tendem a valores mais baixos ou quando, mesmo no período diurno, há condições estáveis que suprimem os vórtices, avaliou-se o comportamento da razão do balanço de energia,  $E_{BR}$ , para diferentes valores de velocidade de fricção  $u^*$  durante a noite, e sob distintas condições de estabilidade atmosférica ao longo do período diurno, seguindo a metodologia de Barr et al. (2006). Assim, estimou-se a estabilidade atmosférica pelo uso do parâmetro  $\xi$ , definido por:

$$\xi = \frac{z - d_0}{L_{MO}} \tag{4.40}$$

em que  $d_0$  é a altura do deslocamento do plano-zero e  $L_{MO}$  é o comprimento de Monin-Obukhov. Realizaram-se os cálculos de  $d_0$  e  $L_{MO}$ , respectivamente, pelas equações apresentadas por Arya (2001) e Garratt (1992), ou seja:

$$d_0 = 10^{(0.98\log_{10}\bar{h} - 0.15)} \tag{4.41}$$

e

$$L_{MO} = \frac{-\rho_a c_p \Theta_V (u^*)^3}{\kappa g H_V}$$
(4.42)

nas quais  $\overline{h}$ ,  $\Theta_V$ ,  $\kappa$ ,  $g \in H_V$  são, respectivamente, a altura média das árvores de cada floresta considerada, a temperatura potencial virtual, a constante de von Karman (igual a 0,4), a aceleração da gravidade (igual a 9,81 m s<sup>-1</sup>) e a densidade de fluxo de calor sensível virtual. Finalmente, determinaram-se  $\Theta_V \in H_V$  por meio das relações abaixo (GARRATT, 1992):

$$\Theta_{V} = T(1+0.61q) \left(\frac{p_{0}}{p_{atm}}\right)^{R_{d}/c_{p}}$$
(4.43)

e

$$H_V = H + 0.07 LE \tag{4.44}$$

Na Equação 4.43,  $R_d$  (igual a 287 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>) é a constante dos gases para o ar seco e  $p_0$  (igual a 1013,25 hPa) é a pressão atmosférica padrão ou de referência ao nível do mar.

# **5 RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### 5.1 Disponibilidade de Dados

# 5.1.1 Reserva Biológica do Cuieiras

Os dados utilizados para a geração dos resultados apresentados neste trabalho, concernentes à Reserva Biológica do Cuieiras, foram coletados durante um total de 488 dias, entre 1º de setembro de 2003 e 31 de dezembro de 2004 (ano bissexto), em conformidade com o descrito na Seção 4.2. No entanto, como uma das finalidades, para a Rebio Cuieiras, foi a comparação entre os processos que ocorrem durante as estações seca de 2003 e úmida de 2004, coletou-se o grupo de dados empregado para tal finalidade entre 1º de setembro de 2003 e 31 de maio de 2004 (274 dias). Diante disto, levando em conta o conjunto completo de grandezas físicas necessárias para a efetivação dos cálculos descritos nas Seções anteriores, o que inclui as variáveis meteorológicas, as densidades de fluxo de calor e de massa, além de outras adicionais, e mantendo-se o rigor indispensável às análises realizadas nesta pesquisa, optando-se pelo não preenchimento artificial de falhas, teve-se um número reduzido de dias sem nenhuma lacuna de dados, isto é, dos 274 dias de medições, apenas 101 apresentaram os dados necessários em todos os horários de coleta, equivalendo a uma cobertura de somente 36,9%. Isso se deve, principalmente, aos frequentes problemas apresentados pelos instrumentos que empregam o MCVT. As grandezas consideradas foram as seguintes: irradiâncias de ondas curtas descendente  $(R_{Sin})$  e ascendente  $(R_{Sout})$ , irradiâncias de ondas longas descendente  $(R_{Lin})$  e ascendente  $(R_{Lout})$ , saldo de irradiância  $(R_N)$ , densidades de fluxo turbulento de calor sensível (H), de calor latente (LE) e de  $CO_2$  (µB), perfil vertical de temperatura do ar (T<sub>i</sub>), perfis verticais e radiais de temperatura temperatura de dossel de tronco  $(T_{tr(ii)}),$  $(T_C),$ irradiância fotossinteticamente ativa descendente (PAR<sub>in</sub>) e precipitação pluviométrica (PP).

Para examinar as diferentes características das densidades de fluxo de energia e do fechamento do BES, durante as estações seca e úmida, para a Rebio Cuieiras, selecionaram-se dois períodos representativos para estas estações, tomando-se por base a climatologia da região (consultar Seção 4.1) e a precipitação pluviométrica

acumulada. Destarte, escolheram-se os meses de setembro e outubro de 2003 para descrever a estação seca. Durante os 61 dias destes dois meses, ocorreu uma precipitação acumulada de 168,2 mm, com 28 dias (45,9%) apresentando alguma quantidade de chuva. Para representar a estação úmida, escolheu-se o período entre janeiro e maio de 2004, perfazendo 152 dias com um total de 1698,6 mm de precipitação, que aconteceu durante diferentes horários de 122 dias (80,2%).

Em razão dos repetidos problemas de funcionamento dos instrumentos instalados no sítio da Rebio Cuieiras, causando as falhas comentadas acima, selecionaram-se 30 dias típicos não necessariamente consecutivos, com dados completos, para cada estação. Isto se fez necessário devido a apenas 41 dias da estação seca não apresentarem falhas de dados, ou seja, 67,2% do total, e aos 34 dias sem nenhuma lacuna durante a estação úmida, de forma que houve somente 22,4% de cobertura de dados para esta estação. Nas Tabelas 5.1 e 5.2 mostram-se, respectivamente, os conjuntos de dias selecionados para representar as estações seca e úmida, com as datas, os dias julianos (DJ) e a precipitação pluviométrica diária, total e média diária.

Tabela 5.1 - Dias selecionados representando a estação seca de 2003, com datas, dias julianos (DJ) e precipitação pluviométrica (PP) diária, total e média diária, em mm, com base nos dados coletados na Rebio Cuieiras.

Data	DJ	PP (mm)
03/09/2003	246	6,2
06/09/2003	249	0,0
09/09/2003	252	0,0
10/09/2003	253	0,0
13/09/2003	256	6,6
14/09/2003	257	2,6
15/09/2003	258	3,4
17/09/2003	260	3,8
20/09/2003	263	7,8

(continua)

Data	DJ	PP (mm)
21/09/2003	264	0,2
22/09/2003	265	0,0
23/09/2003	266	0,0
24/09/2003	267	0,0
26/09/2003	269	0,0
28/09/2003	271	1,4
29/09/2003	272	0,0
1°/10/2003	274	0,4
03/10/2003	276	1,4
04/10/2003	277	0,0
06/10/2003	279	0,0
07/10/2003	280	0,0
08/10/2003	281	0,0
09/10/2003	282	0,0
13/10/2003	286	0,0
14/10/2003	287	16,2
16/10/2003	289	2,0
17/10/2003	290	0,0
18/10/2003	291	0,0
20/10/2003	293	0,0
21/10/2003	294	0,0
	Total	52,0
	Média	1,7

Tabela 5.1 - Conclusão

Data	DJ	PP (mm)
01/01/2004	1	10,6
02/01/2004	2	28,8
03/01/2004	3	15,6
04/01/2004	4	0,4
31/01/2004	31	0,2
01/02/2004	32	0,0
02/02/2004	33	12,4
03/02/2004	34	0,0
04/02/2004	35	0,0
06/02/2004	37	0,0
08/02/2004	39	0,0
09/02/2004	40	0,2
10/02/2004	41	0,0
11/02/2004	42	0,0
15/02/2004	46	0,4
17/02/2004	48	7,2
18/02/2004	49	7,2
28/03/2004	88	0,0
30/03/2004	90	24,8
03/04/2004	94	27,4
05/04/2004	96	0,0
06/04/2004	97	19,2
10/04/2004	101	19,4
11/04/2004	102	3,2
17/05/2004	138	23,4
19/05/2004	140	0,2

Tabela 5.2 - Como na Tabela 5.1, para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras.

(continua)

Data	DJ	PP (mm)
20/05/2004	141	1,4
22/05/2004	143	4,4
23/05/2004	144	0,0
24/05/2004	145	0,2
	Total	206,6
	Média	6,9

Tabela 5.2 - Conclusão

### 5.1.2 Reserva Biológica do Jaru

Na Reserva Biológica do Jaru, consoante apresentado na Seção 4.2, o volume de dados coletados foi bem menor que na Rebio Cuieiras, com apenas 33 dias entre 13 de outubro e 11 de novembro de 2002. Da mesma maneira que para a Rebio Cuieiras, não houve preenchimento de dados e, para a seleção dos dias típicos (não-consecutivos), consideraram-se quase todas as mesmas grandezas utilizadas para a Rebio Cuieiras. A exceção se deu pelo fato de não haver dados dos componentes do balanço de irradiância ( $R_{Sin}$ ,  $R_{Sout}$ ,  $R_{Lin}$  e  $R_{Lout}$ ) disponíveis para a Rebio Jaru. Assim sendo, dos 33 dias de coleta de dados, 20 dias não apresentaram nenhuma falha, de forma que houve uma cobertura de 60,6% para a Rebio Jaru. A Tabela 5.3 apresenta os dias selecionados para a Rebio Jaru, com as datas, DJ e a precipitação pluvimétrica diária, total e média diária.

Data	DJ	PP (mm)
14/10/2002	287	30,2
15/10/2002	288	0,2
16/10/2002	289	0,0
17/10/2002	290	0,0
18/10/2002	291	0,0
		(continue)

Tabela 5.3 - Como na Tabela 5.1, para a transição entre as estações seca e úmida de2002, na Rebio Jaru.

(continua)

Data	DJ	PP (mm)
20/10/2002	293	8,0
24/10/2002	297	0,0
25/10/2002	298	0,0
27/10/2002	300	0,0
28/10/2002	301	1,8
29/10/2002	302	0,0
30/10/2002	303	8,6
31/10/2002	304	0,0
1°/11/2002	305	0,4
02/11/2002	306	0,2
05/11/2002	309	0,0
06/11/2002	310	0,0
07/11/2002	311	7,8
08/11/2002	312	29,0
09/11/2002	313	2,8
	Total	89,0
	Média	4,5

Tabela 5.3 - Conclusão

# 5.2 Variáveis Meteorológicas

Nesta Seção, por meio dos dados das variáveis meteorológicas coletados nos sítios de floresta de terra firme das Rebio Cuieiras e Rebio Jaru, apresentam-se as condições atmosféricas predominantes durante os períodos de estudo selecionados para cada estação e sítio. Assim, primeiramente, mostram-se os dados referentes à Rebio Cuieiras, coletados durante o período entre 1º de setembro de 2003 e 31 de maio de 2004 e, posteriormente, apresentam-se e comparam-se os ciclos médios diários das variáveis meteorológicas, para os conjuntos de dias selecionados como representativos para cada estação e sítio, consoante detalhado nas Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3.
Os acumulados mensais de precipitação pluviométrica entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004 mostram-se na Figura 5.1. A precipitação pluviométrica total acumulada ao longo destes nove meses, sem interrupções de dados, manteve-se dentro da climatologia da região (verificar Seção 4.1), tendendo aos seus valores mais altos, com 2076 mm. De todos os meses analisados, aquele que se apresentou como o mais seco, com apenas 59,2 mm de chuva, foi outubro de 2003. Acompanhando a climatologia, os meses de março e abril foram os mais chuvosos, com acumulados maiores que 400 mm.



Figura 5.1 - Precipitação pluviométrica mensal total entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras.

Curiosamente, entre os 30 dias da estação seca de 2003 na Rebio Cuieiras (doravante denominados 30SC), citados na Tabela 5.1, o dia mais chuvoso aconteceu no mês de outubro (14/10), com um total de 16,2 mm, equivalendo a 27,4% de toda a precipitação pluviométrica ocorrida neste mês. Em 18 (60%) destes 30 dias, não se registrou nenhuma quantidade de chuva, resultando numa média de apenas 1,7 mm por dia (total de 52,0 mm). Ao longo dos 30 dias selecionados para representar a estação úmida de

2004 na Rebio Cuieiras (doravante denominados 30UC), teve-se um acumulado de precipitação pluviométrica bem superior à estação seca (doravante denominados 30SC), com um valor de 206,6 mm, uma média diária de 6,9 mm e apenas 10 dias (33%) sem nenhum dado registrado de chuva (Tabela 5.2). Entre os dias mais chuvosos, aquele em que se mediu a maior precipitação pluviométrica, com 28,8 mm, foi o dia 02 de janeiro. De acordo com a Tabela 5.3, ao longo dos 20 dias da transição entre as estações seca e úmida de 2002 na Rebio Jaru (doravante denominados 20TJ), teve-se um total acumulado de 89,0 mm, com uma média de 4,5 mm por dia, sendo um valor superior ao de 30SC e ligeiramente inferior ao apresentado em 30UC. Entretanto, esta média foi influenciada, principalmente, pela precipitação pluviométrica ocorrida durante dois dias: 14 de outubro, com 30,2 mm e 08 de novembro, com 29,0 mm. Desta maneira, somente nestes dois dias, mediu-se 66,5% de toda a precipitação pluviométrica do período, enquanto em 10 dias (50%) não se registrou nenhum dado.

Os perfis diários de precipitação pluviométrica acumulada, calculados para intervalos de duas horas, para os três conjuntos de dias escolhidos (30SC, 30UC e 20TJ), apresentamse na Figura 5.2. Observa-se a clara diferença da distribuição de chuva entre os três conjuntos de dias; no entanto, no intervalo entre 12 e 16 HL, que apresenta acumulados de precipitação pluviométrica relativamente altos, se repete nos três conjuntos, perfazendo 34,2% em 30SC, 35,8% em 30UC e 45,0% em 20TJ.

Pela análise dos valores médios diários de irradiância solar acumulada (Figura 5.3), para o período entre 1° de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras, verificouse que houve uma variação mensal não muito pronunciada, com magnitudes que foram desde 18,3 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, no mês de outubro, a 14,5 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, em maio. Contudo, é perceptível a sazonalidade de irradiância solar, que é influenciada, principalmente, pela nebulosidade existente na região, e não pela declinação solar, visto que os picos de irradiância solar no topo da atmosfera ocorrem durante os equinócios (MALHI ET AL., 2002) e esta influência não é verificada na superfície. No mês de fevereiro de 2004, foram alcançados tanto o mínimo (3,9 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, no dia 24) quanto o máximo (27,1 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, no dia 26) diários de todo o período considerado.



Figura 5.2 - Perfis diários de precipitação pluviométrica acumulada para 30 dias da estação seca de 2003 (30SC), 30 dias da estação úmida de 2004 (30UC), na Rebio Cuieiras, e 20 dias da transição entre as estações seca e úmida de 2002, na Rebio Jaru (20TJ), calculados para intervalos de duas horas.



Figura 5.3 - Irradiância solar acumulada (irradiância de ondas curtas incidente): médias, máximos e mínimos diários entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras.

Na Figura 5.4 apresentam-se os perfis médios diários de irradiância solar, calculados para intervalos de meia-hora, para 30SC e 30UC. Da mesma maneira que em totais diários, verificou-se uma forte correlação entre os valores horários de irradiância solar e a nebulosidade local, confirmada pelos eventos de precipitação apresentados na Figura 5.2, explicando a diminuição ocorrida, para ambas as estações, em torno das 11 HL. Observou-se, também, um aspecto que caracteriza bem as diferenças entre as estações na região, ou seja, entre as 16 e 18 HL, os valores mais altos de irradiância solar foram atingidos durante a estação úmida. Isto se explica pelo fato de, predominantemente na estação seca, a nebulosidade aumentar durante o final da tarde, devido à forte irradiância solar que alcança a superfície ao longo do dia, provocando intensa convecção. Em conformidade com o descrito nas Seções 2.2 e 5.1, não se tiveram dados de irradiância solar para a Rebio Jaru, de forma que se apresentam e discutem apenas os resultados referentes ao saldo de irradiância para este sítio, na Seção 5.3.



Figura 5.4 - Perfis médios diários de irradiância solar (irradiância de ondas curtas incidente), calculados para intervalos de meia-hora.

As médias diárias de velocidade do vento para a Rebio Cuieiras, mantiveram-se praticamente constantes ao longo dos nove meses considerados (Figura 5.5), com médias mensais em torno de 2 m s<sup>-1</sup>, máximos diários médios mensais por volta de 5 m s<sup>-1</sup> e mínimos diários médios mensais de, aproximadamente, 1 m s<sup>-1</sup>.



Figura 5.5 - Velocidade do vento: médias mensais, máximos diários e mínimos diários médios mensais entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras.

Observando os perfis médios diários apresentados na Figura 5.6, percebe-se que houve uma relativa intensificação dos valores de velocidade do vento durante a estação úmida na Rebio Cuieiras (30UC). Adicionalmente, verifica-se que ocorreu uma queda, para os três grupos de dias, 30SC, 30UC e 20TJ, nos valores de velocidade do vento no início da manhã, entre 6 e 9 HL, período em que se forma a camada limite convectiva nas regiões. Os perfis das velocidades de fricção mostraram-se muito semelhantes ao longo do dia, com valores noturnos para 30SC e 30UC, geralmente, entre 0,08 e 0,15 m s<sup>-1</sup> e um pouco mais altos para 20TJ, entre 0,12 e 0,23 m s<sup>-1</sup>.



Figura 5.6 - Perfis médios diários de velocidade do vento u e velocidade de fricção u\*.



Figura 5.7 - Temperatura do ar: médias mensais, máximos diários e mínimos diários médios mensais, medida na altura de 51,1 m, entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras.

As temperaturas médias mensais (Figura 5.7) na Rebio Cuieiras, caracterizaram-se por uma pequena amplitude ao longo dos nove meses considerados, num intervalo de valores que vai desde 24,8 °C, em março de 2004, até 27,2 °C, em outubro de 2003, seguindo a mesma tendência da série semelhante para a irradiância solar acumulada, mostrada na Figura 5.3. Da mesma maneira, os máximos diários e mínimos diários médios mensais oscilaram entre valores com pouca diferença, nos intervalos de, respectivamente, 29,2 °C (março de 2004) a 31,3 °C (outubro de 2003) e 22,7 °C (março de 2004) a 24,0 °C (novembro de 2003).

A Figura 5.8 apresenta as médias mensais, os máximos diários e os mínimos diários médios mensais de umidade relativa do ar, entre setembro de 2003 e maio de 2004, na Rebio Cuieiras. Semelhantemente à temperatura do ar, houve uma sazonalidade suave entre os valores médios mensais de umidade relativa do ar, os quais apresentaram pequena variação mês a mês e seguiram a mesma tendência da precipitação pluviométrica acumulada (Figura 5.1). A mais, observou-se que a maior amplitude ocorreu entre os mínimos diários médios mensais, com valores em torno de 57% na estação seca (setembro e outubro de 2003) e por volta de 69% na estação úmida (março e abril de 2004). Entre estes mesmos períodos, as médias mensais apresentaram-se entre 78 e 88% e os máximos diários médios mensais entre 93 e 96%.



Figura 5.8 - Umidade relativa: médias mensais, máximos diários e mínimos diários médios mensais, medida na altura de 51,0 m, entre 1º de setembro de 2003 e 31 maio de 2004, na Rebio Cuieiras.

Os perfis médios diários de temperatura e umidade relativa do ar, calculados para intervalos de meia-hora, para 30SC, 30UC e 20TJ, são mostrados na Figura 5.9. Dos três conjuntos de dados, 20TJ foi aquele que apresentou os mais altos valores médios diários de temperatura e umidade relativa do ar sendo, respectivamente, 28,4 °C e 86,2%. Entretanto, como era de se esperar, as maiores amplitudes médias horárias para essas variáveis meteorológicas ocorreram durante 30SC, com os intervalos para temperatura e umidade relativa do ar de, respectivamente, 25,5 a 31,7 °C e 62,4 a 91,3%.



Figura 5.9 - Perfis médios diários de temperatura e umidade relativa do ar, calculados para intervalos de meia-hora.

Inversamente às características apresentadas pelos perfis médios diários de temperatura e umidade relativa do ar, a maior média de déficit de pressão de vapor (Figura 5.10) apresentou-se durante 30SC, com valores em torno de 8,5 hPa, enquanto que a maior amplitude ocorreu no conjunto 20TJ. No conjunto 30UC, mesmo com a relativa grande quantidade de precipitação pluviométrica e os consequentes valores de umidade relativa mais altos, a forçante atmosférica de evapotranspiração ainda apresentou-se mais intensa durante o período noturno deste conjunto do que em 20TJ.



Figura 5.10 - Perfis médios diários de déficit de pressão de vapor, calculados para intervalos de meia-hora.

## 5.3 Balanço de Irradiância

Os ciclos médios diários dos componentes do balanço de irradiância ( $R_{Sin}$ ,  $R_{Sout}$ ,  $R_{Lin}$  e  $R_{Lout}$ ) para 30SC e 30UC, calculados para intervalos de meia-hora, mostram-se na Figura 5.11. Como discutido na Seção 5.2, houve uma diferença marcante entre os perfis médios de irradiância de ondas curtas incidente ( $R_{Sin}$ ) apresentados durante as estações seca (30SC) e úmida (30UC) na Rebio Cuieiras, com picos médios diários em torno de 180 W m<sup>-2</sup> mais altos na estação seca, e valores médios diurnos de 438 W m<sup>-2</sup>, para 30SC, e de 353 W m<sup>-2</sup>, para 30SC. As diferenças percentuais entre as médias das irradiâncias de ondas curtas refletidas ( $R_{Sout}$ ) para 30SC e 30UC, são ainda maiores que entre os valores de  $R_{Sin}$ , implicando num albedo maior durante a estação seca na região. Desta forma, verificou-se um albedo médio diário de 12,6% para 30SC e de 11,9% para 30UC (Figura 5.12). Ainda assim, o saldo de irradiância de ondas curtas ( $R_S$ ) apresentou magnitudes maiores durante estação seca, sendo este um fator determinante para o saldo de irradiância ( $R_N$ ) diurno (Figura 5.13).



Figura 5.11 - Perfis médios diários dos componentes do balanço de irradiância, calculados para intervalos de meia-hora.



Figura 5.12 - Albedo médio diário.

Concernente aos componentes do saldo de irradiância de ondas longas ( $R_L$ ), observaram-se valores médios horários de  $R_{Lin}$  (Figura 5.11) muito próximos em 30SC e 30UC, por volta de 440 W m<sup>-2</sup>, e com magnitudes ligeiramente mais altas durante o período noturno da estação úmida. Também no período noturno, tiveram-se valores de perda radiativa por ondas longas ( $R_{Lout}$ ) mais altos durante a estação seca, resultando

num balanço de ondas longas mais negativo para este período. Este fato se explica pela maior nebulosidade que ocorre durante a estação úmida, implicando numa maior entrada de  $R_{Lin}$ , que é emitida pela atmosfera, e pela maior temperatura de superfície alcançada na estação seca, causando valores mais altos de  $R_{Lout}$ .



Figura 5.13 - Perfis médios diários dos balanços de irradiância de ondas curtas  $(R_S)$ , ondas longas  $(R_L)$ , e saldos de irradiância medidos  $(R_N)$ , calculados para intervalos de meia-hora.

Resultante dos balanços das irradiâncias de ondas curtas ( $R_S$ ) e de ondas longas ( $R_L$ ), o saldo de irradiância ( $R_N$ ) apresentou valores médios horários mais altos durante a estação seca (30SC), em torno de 160 W m<sup>-2</sup>, enquanto na estação úmida  $R_N$  médio não alcançou 140 W m<sup>-2</sup>. Apesar dos valores médios horários de  $R_N$  para 20TJ (Figura 5.13) apresentarem picos de máximo mais altos que 30UC, o saldo de irradiância acumulado diário médio, foi cerca de 1 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> maior para 30UC, implicando numa possível perda de energia por irradiância de ondas longas mais intensa na Rebio Jaru, durante as noites dos 20 dias selecionados, já que a temperatura média do ar para este período apresentou-se como a mais alta dos três conjuntos de dados. Com base na Figura 5.13, nota-se que o saldo de irradiância e a irradiância de ondas curtas incidente, medidos independentemente por diferentes instrumentos (ver Seção 4.2), na Rebio Cuieiras, correlacionaram-se melhor durante a estação úmida, o que pode ser confirmado pela Figura 5.14, na qual fizeram-se ajustes lineares, por mínimos quadrados, entre estes dados para 30SC e 30UC. Muito provavelmente isso se deve ao maior albedo e à

emissão por ondas longas mais intensa durante a estação seca, considerando que não ocorreram problemas de natureza instrumental.



Figura 5.14 - Regressões lineares entre valores diurnos de irradiância solar (irradiância de ondas curtas incidente) e saldo de irradiância.

# 5.4 Densidades de Fluxo Turbulento de Calores Sensível e Latente

Tomando-se como base os perfis médios diários (Figura 5.15) das densidades de fluxo turbulento de calores sensível, *H*, e latente, *LE*, para a Rebio Cuieiras, verificou-se que houve um claro aumento em ambas densidades de fluxo na estação seca (30SC). O aumento em *H* se deve à maior quantidade de irradiância solar que alcança a superfície durante a estação seca (Figura 5.4), ampliando os valores de temperaturas do ar (Figura 5.9), enquanto que os fatores determinantes para o crescimento de *LE* são os aumentos da temperatura do dossel e do déficit de pressão de vapor, ampliando a demanda evaporativa (Figura 5.10). Entretanto, isso só é possível pela disponibilidade de água no solo, que está diretamente relacionada com a precipitação pluviométrica (Figura 5.2) que ocorreu durante este período na região, pois a tendência das plantas, para situações de estresse hídrico, seria o fechamento dos estômatos e a consequente diminuição de evapotranspiração.



Figura 5.15 - Perfis médios diários das densidades de fluxo turbulento de calores sensível (H) e latente (LE).

Os valores médios e os máximos médios globais de *H*, durante o ciclo diurno em 30SC, 30UC e 20TJ, foram, respectivamente, 77,2 e 180,8 W m<sup>-2</sup>, 57,3 e 123,0 W m<sup>-2</sup>, 45,3 e 105,7 W m<sup>-2</sup>. Também durante o ciclo diurno destes mesmos grupos de dias, os valores médios e os máximos médios globais de *LE* foram, respectivamente, 200,7 e 397,1 W m<sup>-2</sup>, 157,7 e 293,8 W m<sup>-2</sup>, 162,7 e 286,0 W m<sup>-2</sup>. Destarte, da mesma forma que para o saldo de irradiância, os valores médios das densidades de fluxo turubulento de calores sensível e latente apresentaram-se maiores para 30UC, quando comparados aos valores médios alcançados no conjunto 20TJ.

Na Figura 5.16 mostram-se regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo turbulento de calores sensível e latente, H + LE, e o saldo de irradiância,  $R_N$ , para os três grupos de dias considerados. Caso o fechamento do balanço de energia estivesse sendo analisado apenas entre H + LE e  $R_N$ , ter-se-iam resultados insatisfatórios, visto que os coeficientes lineares das regressões, para 30SC, 30UC e 20TJ foram, respectivamente, 0,73, 0,80 e 0,76. Pelos coeficientes de determinação, verifica-se que houve um maior espalhamento de pontos durante a estação seca na Rebio Jaru ( $r^2 = 0,73$ ), indicando que existe uma menor dependência entre os valores das densidades de fluxo turbulento e o saldo de irradiância para este período. Muito provavelmente isso se deva aos curtos episódios de chuva intensa que ocorrem na região durante a estação seca, aumentando rapidamente a água disponível e diminuindo as temperaturas da superfície.



Figura 5.16 - Regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo turbulento de calores sensível e latente (H + LE) e o saldo de irradiância  $(R_N)$ .



Figura 5.17 - Perfis médios diários da razão de Bowen (H / LE), entre 8 e 16 HL.

A razão de Bowen (H / LE) média horária, entre 8 e 16 HL, período em que apresenta valores positivos, para cada um dos grupos de dias considerados (30SC, 30UC e 20 TJ), é apresentada na Figura 5.17. Verificou-se que, independentemente do sítio ou da estação, o perfil da razão de Bowen apresentou os máximos no período da manhã, geralmente entre 9 e 10 HL, e os mínimos no final da tarde, com os valores mais baixos tendo sido alcançados em 20TJ. Apesar de ambas as densidades de fluxo turbulento de calor, H e LE, aumentarem durante a estação seca, a razão de Bowen permite identificar uma ampliação ligeiramente maior nos valores de H, uma vez que o valor médio, entre

8 e 16 HL, encontrado para 30SC foi de 0,40 e para 30UC foi de 0,38. Na Rebio Jaru, os valores da razão de Bowen foram menores, com magnitudes médias horárias em torno de 0,32, indicando que, durante o período considerado, houve um maior gasto energético com evapotranspiração nesta floresta.

## 5.5 Densidade de Fluxo Turbulento de CO<sub>2</sub>

Os perfis médios diários de densidade de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>, calculados para intervalos de meia-hora, para 30SC e 30UC, e para intervalos de uma hora para 20TJ, são mostrados na Figura 5.18. Nesta Figura, incluíram-se os valores de B, dados em  $\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1},$  comumente usados em estudos do saldo das trocas de  $CO_2$  no ecossistema (NEE), nos quais sinal negativo implica em fluxos da atmosfera para a floresta, e de  $\mu B$ , dados em W  $m^{-2}$ , com o intuito de se avaliar o balanço de energia em superfície (BES), de forma que, quando há fluxos negativos de B, considera-se um armazenamento positivo de energia no sistema, devido a este fluxo. Deste modo, nos três conjuntos de dados, verificou-se que B foi positivo durante a noite, período no qual ocorre o processo de respiração pelos componentes da vegetação e há emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, com valores médios em 30SC, 30UC e 20TJ que variaram, respectivamente, entre 0,5 e 3,8  $\mu$ mol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, 0,8 e 4,9  $\mu$ mol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> e 1,0 e 9,6  $\mu$ mol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, equivalendo a armazenamentos médios de energia, para cada um desses grupos de dias, em torno de, respectivamente,  $-1,0, -1,4 \text{ e} -2,2 \text{ W} \text{ m}^{-2}$ . No início da manhã, quando o processo de turbulência térmica é intensificado pela incidência de irradiância solar na floresta, o CO<sub>2</sub> que permanece armazenado entre a superfície do solo e a copa das árvores, em função das condições estáveis desta camada, é liberado, causando uma forte emissão pela floresta (ARAÚJO ET AL., 2002), geralmente entre 8 e 9 HL, e provocando picos positivos que, para 30SC, 30UC e 20TJ foram de, respectivamente, 10,1, 8,0 e 5,8 µmol  $m^{-2} s^{-1}$  (armazenamentos médios de energia iguais -5,0, -4,0 e -2,8 W m<sup>-2</sup>). Ao longo da manhã e início da tarde, com a intensificação da irradiância solar e, consquentemente, da irradiância fotossinteticamente ativa incidente, PARin, o sentido da densidade de fluxo de CO<sub>2</sub> é modificado, em virtude do processo de fotossíntese, e a floresta passa a assimilar CO<sub>2</sub> com valores médios que, em 30SC, 30UC e 20TJ foram de, respectivamente, -10,0, -10,1 e -5,1 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (5,0, 5,0 e 2,5 W m<sup>-2</sup>). Os valores negativos de *B* (e positivos de µ*B*) permaneceram até o final da tarde quando, entre 17 e 18 HL, os fluxos voltaram a ser da floresta para a atmosfera, isto é, com *B* sendo novamente positivo (e µ*B* negativo).



Figura 5.18 - Perfis médios diários da densidade de fluxo turbulento de  $CO_2$  ( $\mu B$  ou B) com unidades e sinais relevantes para o balanço de energia em superfície (BES) e para o saldo das trocas de  $CO_2$  no ecossistema (NEE).

Para se avaliar o efeito da irradiância fotossinteticamente ativa na densidade de fluxo de  $CO_2$ , agruparam-se os valores de *PAR<sub>in</sub>* em cinco diferentes categorias e se calcularam os valores médios de *B* para cada categoria, conforme mostrado na Figura 5.19. Destarte, observou-se uma boa correlação entre *B* e *PAR<sub>in</sub>*, para ambos os grupos de dias considerados para a Rebio Cuieiras (30SC e 30UC), visto que, com a intensificação dos valores de *PAR<sub>in</sub>*, ocorreram maiores assimilações de  $CO_2$  pela floresta. Para a floresta da Rebio Jaru, durante o conjunto de dias considerado (20TJ), não foi tão clara esta correlação, pois houve categorias para as quais o aumento em *PAR<sub>in</sub>* = 900 e 1200  $\leq$  *PAR<sub>in</sub>* < 1600. É possível que isso se deva ao período no qual os dados foram coletados, ou seja, na transição entre as estações seca e úmida na região, de forma que no final da estação seca, em virtude da menor disponibilidade de água no solo, a floresta exerça um maior controle na abertura dos estômatos e diminua o processo de fotossíntese.



Figura 5.19 - Médias globais de densidade de fluxo turbulento de  $CO_2(B)$  separadas por categoria de irradiância fotossiteticamente ativa incidente (*PAR*<sub>in</sub>).

Com o intuito de se verificar o balanço de  $CO_2$  nas regiões de floresta de terra firme durante as estações em estudo, calcularam-se os acumulados de *B* para 30SC, 30UC e 20TJ (Figura 5.20). Observou-se uma maior assimilação de  $CO_2$  durante a estação seca na Rebio Cuieiras, com um valor médio diário de -154,1 kg  $CO_2$  ha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>. Os valores médios encontrados para a estação úmida na Rebio Cuieiras e a transição entre as estações seca e úmida na Rebio Jaru foram, respectivamente, -139,0 e -11,5 kg  $CO_2$ ha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>. Desta forma, a maior absorção do carbono atmosférico ocorreu durante a estação seca, com pequenas diferenças entre as estações, na Rebio Cuieiras, enquanto que, na Rebio Jaru, ainda houve absorção, mas de magnitudes bem menores que na Rebio Cuieiras. Apesar destes valores indicarem que a floresta age como sumidouro de  $CO_2$ , é sabido que estes valores são superestimados pela limitação do MCVT durante noites calmas, quando a mistura turbulenta é menos intensa (verificar Seção 3.1).



Figura 5.20 - Densidades de fluxo de massa de  $CO_2$  totais diárias (*B*).

### 5.6 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia Acima do Solo

Conforme descrito na Seção 4.8, em circunstância da disponibilidade de dados coletados na Rebio Cuieiras, calcularam-se todos os componentes das taxas de armazenamento térmico de energia acima do solo para um conjunto de 225 dias não-consecutivos, sendo 112 relativos a uma composição das estações seca de 2003 e 2004, e 113 da estação úmida de 2004. No entanto, como se observaram resultados muito próximos para estes conjuntos de dias e aqueles selecionados como representativos para as estações seca de 2003 e úmida de 2004, isto é, 30SC e 30UC, optou-se por apresentar os resultados concernentes a 30SC e 30UC. Outrossim, ao longo de outras Seções, efetuaram-se análises dos demais componentes da partição de energia em superfície para estes conjuntos de dias, além do próprio fechamento do BES. Diante disto, mantém-se a apresentação de resultados padronizada, sem prejuízo às discussões destes.

#### 5.6.1 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia no Ar

Na Figura 5.21 apresentam-se os perfis médios diários dos componentes da TAE no ar,  $S_T$  e  $S_q$ , para os três conjuntos de dias considerados: 30SC, 30UC e 20TJ. Adicionalmente, nas Tabelas 5.4, 5.5 e 5.6, referentes, respectivamente, a 30SC, 30UC e 20TJ, mostram-se todos os valores característicos encontrados para estes e os demais componentes da TAE total, *S*, durante os períodos e nos sítios examinados. Assim, nestas Tabelas, detalham-se os valores horários de mínimo e máximo extremos (menor e maior valores verificados durante todo o período de dados), mínimo médio, média noturna (entre 18:30 e 6 HL), média matutina (entre 6:30 e 12 HL), média vespertina (entre 12:30 e 18 HL), máximo médio e as contribuições percentuais totais de cada componente para *S*, calculadas como a razão entre os somatórios do componente em particular e de *S*, para cada um dos três grupos de dias selecionados.



Figura 5.21 - Perfis médios diários dos componentes da TAE no ar  $(S_T e S_q)$ , calculados para intervalos de meia-hora.

Similarmente em 30SC, 30UC e 20TJ, o comportamento horário da TAE no ar causada pelas variações de temperatura,  $S_T$ , apresentou valores negativos durante o período noturno, em torno de -5 W m<sup>-2</sup>, tornando-se positivo no início da manhã, logo após o nascer do sol, e atingindo seus máximos diários entre 8 e 9 HL, com magnitudes médias por volta de 30 W m<sup>-2</sup>. A partir do horário no qual é iniciado o resfriamento da camada de ar próxima à superfície, geralmente entre 14 e 15 HL,  $S_T$  voltou a apresentar valores negativos, alcançando o mínimo diário por volta das 18 HL, com valores absolutos ligeiramente inferiores aos máximos médios diários. Vale ressaltar que  $S_T$  tendeu a ser um pouco maior na Rebio Jaru em razão de se ter considerado uma camada de ar de 62,7 m altura para o seu cálculo (altura do sistema que emprega o MCVT) enquanto que, para a Rebio Cuieiras, utilizou-se uma altura de 53,1 m.

O comportamento horário médio da TAE no ar resultante das mudanças de umidade específica,  $S_q$ , diferentemente de  $S_T$ , apresentou dois máximos médios diários, o primeiro no início da manhã e o segundo no final da tarde, por volta das 17 HL, para os três conjuntos de dias. De mais a mais,  $S_q$  atingiu seus mínimos diários em torno de 12

HL e observaram-se valores médios, tanto matutinos quanto vespertinos, menores que 5 W m<sup>-2</sup>, em virtude da energia armazenada no início da manhã ser, praticamente, toda liberada durante este horário, e o processo de armazenamento ser reiniciado logo em seguida. Outra característica particular de  $S_q$  é o comportamento variável, porquanto se verificou que este componente atingiu tanto valores positivos quanto negativos em diferentes horários do dia, nem sempre seguindo o comportamento médio mostrado na Figura 5.21.

## 5.6.2 Taxas de Armazenamento Térmico de Energia na Biomassa

O perfil médio diário das temperaturas medidas nas árvores representativas para cada sítio, ou melhor, das espécies Chrysophyllum sanguinolentum (Pierre) Baehni, para a Rebio Cuieiras, e Andira legalis, para a Rebio Jaru, apresentam-se na Figura 5.22. Os perfis referem-se às alturas de 1,5 e 1,7 m para as Rebio Cuieiras e Rebio Jaru, respectivamente. Observou-se que as amplitudes das séries de temperatura aumentam do centro para a casca e que a temperatura mais interna (10,0 cm) apresenta, em média, mais de seis horas de atraso de fase, em relação à mais externa (0,5 cm). Além disso, verificou-se que não existem diferenças significativas entre as séries de temperatura medidas em diferentes troncos instrumentados em cada sítio (não mostrado). Isso se deve às massas específicas, propriedades térmicas e dimensões espaciais destes troncos apresentarem valores muito próximos, de forma a não provocar muitas diferenças nos valores observados dos fluxos de calor, que ocorrem entre o ar da floresta e estes troncos. Como os perfis diários das temperaturas medidas, na profundidade radial de 0,5 cm, na espécie Chrysophyllum sanguinolentum (Pierre) Baehni, apresentaram picos por volta das 13 HL, que não se observaram nas outras profundidades, principalmente durante a estação seca de 2003 (Figura 5.22 - 30SC), optou-se por não se utilizarem séries de temperatura medidas nesta profundidade, na altura de 18,0 m, nos cálculos da TAE nos troncos,  $S_{tr}$ , para evitar superestimativas em seus valores. Excluíram-se, também, os dados coletados nesta mesma profundidade, na altura de 22,5 m, na espécie Andira legalis, em virtude de se terem observado as mesmas diferenças entre as séries de temperatura. Provavelmente, esta variação de temperatura observada para as medidas de 0,5 cm, em especial nos níveis mais altos, se deva à penetração momentânea de

irradiância solar direta através do dossel ("sunflecks"), que pode ter atingido a superfície das árvores nas circunvizinhanças em que estavam instalados os instrumentos.



Figura 5.22 - Perfis médios diários de temperaturas de tronco medidas nas profundidades de 0,5, 3,0 e 10,0 cm, na altura de 1,5 m, na Rebio Cuieiras, e 1,7 m, na Rebio Jaru, calculados para intervalos de meiahora.

Na Figura 5.23 apresentam-se os ciclos médios diários dos componentes de armazenamento nos troncos,  $S_{tr}$ , nos ramos,  $S_{br}$ , nos galhos,  $S_{tw}$ , e nas folhas,  $S_{tv}$ . Apesar de se terem excluído as medidas de temperatura de tronco, mencionadas no parágrafo anterior, ainda se observou influência das séries medidas nas alturas de 1,5 e 9,0 m, na espécie *Chrysophyllum sanguinolentum* (Pierre) Baehni, nos resultados de  $S_{tr}$ . Destarte, para a Rebio Cuieiras, verificou-se que  $S_{tr}$ , em média, alcançou dois máximos, um entre 9 e 10 HL e outro por volta das 13 HL, exatamente no horário em que se observaram os picos de temperatura medidas em 0,5 cm, na altura de 22,5 m, não se observou a existência de dois máximos, mas de apenas um que ocorreu, em média, em torno das 10 HL. Não obstante as árvores encontradas na floresta da Rebio Jaru serem, em média, mais grossas e mais altas que as da Rebio Cuieiras (Tabela 4.7), os valores de  $S_{tr}$  calculados para esta floresta apresentaram-se menores. Estes resultados não se devem, efetivamente, às series de temperatura medidas nas floresta menores. Estes resultados não se devem,

encontrados para a massa específica e calor específico médios, cujo produto ( $\rho_{tr}c_{tr}$ ) é cerca de 10% maior para a Rebio Cuieiras (Tabelas 4.8, 4.9 e 4.10).



Figura 5.23 - Perfis médios diários dos componentes da TAE nas árvores ( $S_{tr}$ ,  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$  e  $S_{lv}$ ) calculados para intervalos de meia-hora.

Da mesma maneira que  $S_T$  e  $S_q$ , a TAE nos troncos,  $S_{tr}$ , caracterizou-se por um comportamento horário que, durante o período noturno, apresentou valores negativos e de pequena magnitude, por volta de -5 W m<sup>-2</sup>, tornando-se positivo às 7 HL e aumentando de magnitude até alcançar seus máximos diários. Considerando os máximos médios que ocorreram em torno das 9 HL, os valores apresentados por 30SC, 30UC e 20TJ, foram, respectivamente, em torno de 25, 18 e 13 W m<sup>-2</sup>. Deste modo, o máximo médio de  $S_{tr}$  alcançado em 30SC, foi cerca de 94% maior que em 20TJ. Outrossim, em geral, no mesmo horário que  $S_T$ , isto é, por volta das 15 HL,  $S_{tr}$  tornou-se negativo, sem hora determinada para atingir o seu valor mínimo, com magnitudes médias em torno de -10 W m<sup>-2</sup>.

Os máximos médios observados para  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$  e  $S_{tv}$  foram, respectivamente, por volta de 6, 14 e 2 W m<sup>-2</sup>, em 30SC, 4, 11 e 2 W m<sup>-2</sup>, em 30UC, e 7, 11 e 2 W m<sup>-2</sup>, em 20TJ. Já os valores mínimos médios foram, respectivamente, aproximadamente -4, -11 e -2 W m<sup>-2</sup>, em 30SC, -3, -10 e -1 W m<sup>-2</sup>, em 30UC, e -6, -11 e -2 W m<sup>-2</sup>, em 20TJ. Por esta forma, verifica-se que a TAE nos galhos,  $S_{tw}$ , considerando valores horários, é um componente mais importante que  $S_{br}$  para a TAE total, *S*, apesar das contribuições destes componentes, quando integrados, serem praticamente da mesma magnitude. Mesmo que a massa por unidade de área de solo, calculada para os ramos, seja maior que para os galhos, o conteúdo de umidade estimado para os galhos (Tabela 4.10), que é mais alto que para os ramos, compensa esta diferença, pois resulta num calor específico maior e, consequentemente, em valores horários mais altos para  $S_{tw}$ .

Os perfis médios diários dos componentes da TAE no estrato inferior da floresta, ou melhor, nas árvores pequenas,  $S_{st}$ , nas mudas,  $S_{sl}$ , na madeira morta,  $S_{dw}$ , na liteira,  $S_{lt}$  e no restante da biomassa,  $S_{oc}$ , mostram-se na Figura 5.24. Juntamente com  $S_{lv}$ , em virtude dos valores semelhantes de biomassa (Tabela 4.10), estes componentes foram os que apresentaram as menores magnitudes individuais, encontrando-se, em geral, entre -2 e 3 W m<sup>-2</sup>, para os três grupos de dias. Visto que se empregaram séries de temperatura do ar para o cálculo de  $S_{tw}$ ,  $S_{sl}$ ,  $S_{lt}$  e  $S_{oc}$ , e a temperatura do dossel, utilizada para a estimativa de  $S_{lv}$ , apresenta um perfil semelhante à do ar, o comportamento horário de todos estes termos segue aquele apresentado por  $S_T$ , como descrito anteriormente. De modo semelhante, os componentes  $S_{br}$ ,  $S_{st}$  e  $S_{dw}$ , para o cálculo dos quais se fez uso de medidas de temperatura de tronco, acompanham o perfil horário de  $S_{tr}$ , porém, com magnitudes diferentes.



Figura 5.24 - Perfis médios diários dos componentes da TAE no estrato inferior da floresta ( $S_{st}$ ,  $S_{sl}$ ,  $S_{dw}$ ,  $S_{lt}$  e  $S_{oc}$ ), calculados para intervalos de meia-hora.

## 5.6.3 Taxas de Armazenamento Térmico Total de Energia

Na Figura 5.25 apresentam-se os perfis médios diários dos principais componentes de S, isto é, da TAE no ar, Sair, nos troncos, Str, na copa das árvores, Scr, e no estrato inferior da floresta,  $S_{ll}$ . Adicionalmente, o comportamento horário de S é mostrado na Figura 5.26. Observa-se que os máximos médios diários alcançados por S, geralmente às 9 HL, foram cerca de 75 W m<sup>-2</sup> em 30UC e 20TJ e ultrapassaram 100 W m<sup>-2</sup> em 30SC, são influenciados, principalmente, por Sair; porém, os outros componentes também cooperam para o aumento nestes valores. Entre 10 e 12 HL, os valores de S são basicamente controlados por  $S_{tr}$ , recebendo influência positiva de  $S_{cr}$  e  $S_{ll}$ , e, algumas vezes, negativa de Sair. Neste horário, os valores de S em 30SC, 30UC e 20TJ encontraram-se, respectivamente, entre os intervalos decrescentes de 60 a 44 W m<sup>-2</sup>, 48 a 26 W m<sup>-2</sup>, e 68 a 27 W m<sup>-2</sup>. Em razão de praticamente todos os componentes mudarem o sentido do fluxo de energia por volta das 15 HL, S tornou-se negativo neste horário, iniciando o processo de liberação de energia até alcançar o mínimo diário, entre 17 e 18 HL, com valores médios em 30SC, 30UC e 20TJ em torno de, respectivamente, -45, -40 e -65 W m<sup>-2</sup>. Durante o período noturno, no qual todos os componentes apresentaram fluxos negativos, as magnitudes médias de S, observadas para os três conjuntos de dias, ficaram em torno de  $-20 \text{ W m}^{-2}$ .



Figura 5.25 - Perfis médios diários dos componentes da TAE no ar  $(S_{air})$ , nos troncos  $(S_{tr})$ , na copa  $(S_{cr})$  e no estrato inferior da floresta  $(S_{ll})$ , calculados para intervalos de meia-hora.



Figura 5.26 - Perfis médios diários da TAE total (*S*), calculados para intervalos de meiahora.

Devem-se notar, também, os máximos e mínimos extremos observados para cada conjunto de dias (Tabelas 5.4, 5.5 e 5.6), pois se tratam de magnitudes consideráveis para o BES. Nos três grupos de dias considerados, os mínimos extremos e os valores próximos a eles, verificaram-se em dias muito quentes, durante os quais ocorreu alguma quantidade de precipitação pluviométrica no horário de pico de temperatura do ar, ou seja, por volta de 13 HL. Destarte, como, sob estas circunstâncias, sucedem variações consideráveis nos valores de temperatura, há uma liberação significativa de energia, tanto pelo ar quanto pelos componentes da biomassa. A magnitude mais expressiva observada, de mínimo extremo, apresentou-se durante 30SC, quando foram atingidos -375 W m<sup>-2</sup>. Nos outros grupos de dias, quer dizer, 30UC e 20TJ, observaram-se mínimos extremos de, aproximadamente, -290 W m<sup>-2</sup>. Concernente aos máximos extremos, verificou-se que estes foram alcancados em dias nos quais os valores de irradiância solar, no início da manhã, apresentaram-se entre os mais altos e, no dia anterior, as temperaturas do ar estavam baixas e a umidade relativa alta. Em virtude destas condições ambientais serem mais frequentes durante a estação úmida, observouse o valor mais alto de máximo extremo também durante 30UC, com o valor de 235 W  $m^{-2}.$  Durante 30SC e 20TJ, os máximos extremos foram de, aproximadamente, 160 W  $m^{-2}.$ 

Tabela 5.4 - Valores característicos dos componentes da TAE, em W  $m^{-2}$ , e suas contribuições percentuais para a TAE total *S* (somatório do componente dividido pelo somatório de *S*), encontrados durante os 30 dias selecionados como representativos da estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras (30SC).

Componente da TAE	Mínimo Extremo	Mínimo Médio	Média Not.	Média Mat.	Média Vesp.	Máximo Médio	Máximo Extremo	% S
$S_T$	-128,9	-22,2	-5,4	22,0	-9,4	33,2	59,8	23,2
$S_q$	-96,6	-11,8	-2,4	3,1	3,3	24,0	79,6	19,0
$S_{tr}$	-65,9	-11,7	-7,0	18,2	-1,6	29,7	76,2	33,2
$S_{br}$	-17,3	-3,9	-1,6	4,4	-0,7	6,4	20,6	6,8
$S_{tw}$	-54,6	-11,0	-2,0	9,1	-4,5	13,6	32,2	7,6
$S_{lv}$	-6,6	-1,7	-0,3	1,5	-0,9	2,4	4,3	0,9
$S_{st}$	-5,4	-0,9	-0,4	1,4	-0,3	2,2	5,6	2,0
$S_{sl}$	-11,8	-2,4	-0,6	2,3	-1,0	3,7	6,0	1,6
$S_{dw}$	-5,7	-0,9	-0,5	1,4	-0,3	2,3	6,0	2,1
$S_{lt}$	-11,5	-2,3	-0,6	2,2	-0,9	3,6	5,8	1,6
$S_{oc}$	-15,2	-3,1	-0,8	3,0	-1,2	4,7	7,7	2,1
S	-375,0	-44,9	-21,6	68,6	-17,6	104,9	160,6	-

É importante destacar que, até o presente momento, não se relataram na literatura tais valores para a TAE em florestas. Certamente, em parte, isso se deve à metodologia empregada nesta pesquisa, na qual integraram-se as diversas informações disponíveis a respeito das florestas em estudo, e incluíram-se todos os componentes da biomassa no

cálculo do armazenamento de energia. Não obstante, separadamente, alguns dos componentes não apresentem valores expressivos, quando estes são somados na composição de  $S_{cr}$  e  $S_{ll}$  passam a contribuir significativamente para S. Neste sentido, verificou-se que, para os dois sítios considerados,  $S_{cr} + S_{ll}$  contribui com cerca de um terço para o armazenamento total, sendo, em alguns horários, maior que  $S_{tr}$  e tendo alcançado máximos médios maiores que este componente, na Rebio Jaru.

Componente da TAE	Mínimo Extremo	Mínimo Médio	Média Not.	Média Mat.	Média Vesp.	Máximo Médio	Máximo Extremo	% S
$S_T$	-107,1	-18,6	-4,8	13,6	-4,0	24,6	69,4	40,9
$S_q$	-71,4	-11,2	-2,6	3,1	1,7	17,9	84,0	262,9
$S_{tr}$	-58,7	-9,6	-5,5	11,2	0,0	18,2	72,8	-246,2
$S_{br}$	-16,7	-2,6	-1,2	2,6	-0,2	4,4	23,0	-33,9
$S_{tw}$	-44,6	-9,6	-1,8	5,8	-2,2	10,9	34,3	43,2
$S_{lv}$	-6,5	-1,4	-0,2	0,9	-0,5	1,7	5,5	4,4
$S_{st}$	-5,1	-0,7	-0,4	0,8	0,0	1,3	5,2	-3,7
$S_{sl}$	-10,4	-1,8	-0,5	1,3	-0,4	2,5	5,8	11,1
$S_{dw}$	-5,4	-0,7	-0,4	0,8	0,0	1,4	5,5	-3,9
$S_{lt}$	-10,1	-1,7	-0,5	1,3	-0,4	2,5	5,7	10,8
$S_{oc}$	-13,3	-2,3	-0,6	1,7	-0,5	3,2	7,5	14,3
S	-291,0	-41,2	-18,6	43,3	-6,3	75,3	235,5	-

Tabela 5.5 - Como na Tabela 5.4, para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras (30UC).

Componente da TAE	Mínimo Extremo	Mínimo Médio	Média Not.	Média Mat.	Média Vesp.	Máximo Médio	Máximo Extremo	% S
$S_T$	-143,2	-33,0	-7,1	22,7	-9,2	33,6	69,3	24,4
$S_q$	-176,3	-18,3	-2,9	1,2	4,7	16,0	122,9	0,1
$S_{tr}$	-41,4	-9,4	-5,9	8,1	2,5	12,9	24,7	40,1
$S_{br}$	-24,0	-5,6	-2,1	4,4	-0,6	6,7	12,1	10,4
$S_{tw}$	-44,4	-11,2	-2,3	7,5	-3,1	10,6	22,5	9,1
$S_{l\nu}$	-9,2	-1,8	-0,3	1,3	-0,8	2,1	4,4	1,2
$S_{st}$	-4,2	-0,9	-0,5	0,8	0,1	1,2	2,5	2,6
$S_{sl}$	-12,8	-3,1	-0,6	2,1	-1,0	3,1	7,1	2,8
$S_{dw}$	-4,4	-1,0	-0,5	0,8	0,1	1,3	2,7	2,8
$S_{lt}$	-12,4	-3,0	-0,6	2,1	-0,9	3,0	6,9	2,8
$S_{oc}$	-16,4	-3,9	-0,8	2,7	-1,2	4,0	9,1	3,6
S	-286,7	-64,4	-23,7	53,8	-9,5	76,4	162,1	-

Tabela 5.6 - Como na Tabela 5.4, para a transição entre as estações seca e úmida de 2002, na Rebio Jaru (20TJ).

As contribuições de cada um dos principais componentes de *S*, ou seja,  $S_{air}$ ,  $S_{tr}$ ,  $S_{cr}$  e  $S_{ll}$ , para a soma dos dias que compuseram cada um dos três conjuntos selecionados apresentam-se na Tabela 5.7. Durante os 30 dias da estação seca de 2003 na Rebio Cuieiras (30SC), para estes quatro componentes, observaram-se, aproximadamente, os seguintes valores: 42% para  $S_{air}$ , 33% para  $S_{tr}$ , 15% para  $S_{cr}$  e 10% para  $S_{ll}$ . Analogamente, durante os 20 dias da transição entre as estações seca e úmida na Rebio Jaru (20TJ), verificaram-se magnitudes semelhantes, isto é, em torno de 25% para  $S_{air}$ , 40% para  $S_{tr}$ , 20% para  $S_{cr}$  e 15% para  $S_{ll}$ . Já para conjunto concernente à estação úmida de 2004 na Rebio Cuieiras (30UC), obtiveram-se valores bem diferentes. Por estes resultados, compreende-se que, em circunstância da quantidade de chuva que ocorreu

durante este período, houve mais liberação do que armazenamento de energia pelos troncos e, esta energia liberada foi transferida principalmente para o ar, enquanto uma pequena parcela foi transmitida ao estrato inferior da floresta. Portanto, desconsiderando estes valores particulares encontrados em 30UC, por serem um caso extremo, tem-se em média, que um terço da energia armazenada na floresta se deve ao ar, um terço aos troncos e o restante é dividido entres os demais componentes da biomassa.

Tabela 5.7 - Razões (%) envolvendo S, S<sub>air</sub>, S<sub>tr</sub>, S<sub>cr</sub>, S<sub>ll</sub> e R<sub>N</sub> para os conjuntos de dias selecionados como representativos para as estações seca de 2003 (30SC) e úmida de 2004 (30UC) na Rebio Cuieiras, e para a transição entre as estações seca e úmida de 2002 (20TJ) na Rebio Jaru.

Conjunto de Dias	$\frac{S_{air}}{S}$	$\frac{S_{tr}}{S}$	$\frac{S_{cr}}{S}$	$\frac{S_{ll}}{S}$	$\overline{\left(\frac{S}{R_N}\right)}_{dia}$	$\overline{\left(\frac{S}{R_N}\right)}_{noite}$	$\left(\frac{S}{R_N}\right)_{\min}$	$\left(\frac{S}{R_N}\right)_{\max}$
30SC	42,2	33,2	15,3	9,3	$7,8\pm4,0$	117,8 ± 58,4	-11,9	6,5
30UC	303,9	-246,2	13,6	28,7	6,0 ± 4,4	127,5 ± 62,6	-23,0	5,4
20TJ	24,6	40,1	20,7	14,7	7,9 ± 4,0	114,8 ± 31,2	-17,6	7,4

() = média

Durante o período diurno, *S* caracterizou-se por valores geralmente positivos, em torno de 1 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, representando, em média, em 30SC, 30UC e 20TJ, respectivamente, 7,8 ± 4,0%, 6,0 ± 4,4% e 7,9 ± 4,0% do saldo de irradiância,  $R_N$  (Tabela 5.7). No período noturno, observaram-se valores de *S* sempre negativos de, aproximadamente, -1 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> e, em média, maiores que  $R_N$ , indicando forte liberação de energia. Deste modo, em geral, a energia armazenada ao longo do período diurno é liberada à noite, resultando num saldo diário de *S* próximo de zero. Entretanto, para dias muito quentes, com altos valores de irradiância solar, tem-se um saldo positivo de *S*, indicando maior absorção pela floresta. Esta energia "excedente" é, usualmente, liberada em dias nublados ou chuvosos, quando, possivelmente, termina-se com saldo negativo de *S*. Os totais diários obtidos para *S*, que dependeram das condições do tempo observadas ao longo do dia, para os três conjuntos considerados, ou melhor, 30SC, 30UC e 20TJ,

variaram entre os intervalos de, respectivamente, -11,9 e 6,5%, -23,0 e 5,4% e -17,6 e 7,4% de  $R_N$ .

Muito embora se tenham alcançado resultados positivos e relevantes, devem-se destacar os erros associados ao cálculo dos componentes da TAE total, S. Começando pelas centenas de espécies de árvores que constituem as florestas de terra firme da Amazônia, as quais constituem um problema de amostragem. O ideal seria ter o maior número possível de espécies instrumentado; contudo, isto não é executável na prática. Conquanto se reconheça que haja introdução de erros, adotou-se a solução pragmática de selecionar uma árvore representativa e utilizar as características de um tronco médio. Existem também erros nos valores escolhidos como "constantes" nas expressões para o cálculo de S. Destarte, considerando uma altura de 53,1 m para a coluna de ar na floresta, para cada 1 °C h<sup>-1</sup> e 1 g kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> de aumento na temperatura e na umidade específica do ar, respectivamente, tem-se uma mudança próxima de 60 W m<sup>-2</sup> em  $S_{air}$ . Para uma altura média de tronco em torno de 19 m, e usando a massa específica e calor específico do tronco médio da Rebio Cuieiras (Tabelas 4.8 e 4.10), para cada aumento de 1 °C h<sup>-1</sup> na temperatura média de tronco,  $S_{tr}$  varia cerca de 40 W m<sup>-2</sup>. Com as mesmas condições, mas introduzindo um erro de 10% nas alturas da coluna de ar (±5,3 m) e dos troncos (±1,9 m), tem-se como resultado uma variação de ±6 W m<sup>-2</sup> (10%) em  $S_{air}$  e de ±2,5 W m<sup>-2</sup> (6%) em  $S_{tr}$ . Existem também erros no cálculo de  $S_{tr}$  devido às incertezas nos valores de massa específica. Consoante Nogueira et al. (2005), as massas específicas secas encontradas nas florestas de terra firme da Amazônia central variam entre 270 e 960 kg m<sup>-3</sup>. Assim, fazendo uso do valor médio de conteúdo de água dos troncos, dados por Higuchi et al. (1998), para florestas da Amazônia central (0,39 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>), os valores de massa específica fresca devem variar entre 443 e 1574 kg m<sup>-3</sup>. Para os troncos com essas massas específicas,  $S_{tr}$  variaria entre 16 e 56 W m<sup>-2</sup>; portanto, se teriam desvios de até 60% em relação ao tronco médio.

# 5.7 Densidade de Fluxo de Calor no Solo

Distintamente das outras densidades de fluxo de energia ( $R_N$ , H, LE,  $\mu B$  e S) envolvidas no BES, observou-se uma diferença marcante entre os valores de G apresentados nos sítios de floresta da Rebio Cuieiras e da Rebio Jaru. A Figura 5.27 ilustra claramente esta afirmação, mostrando os perfis médios diários da densidade de fluxo de calor no solo, para os três grupos de dias selecionados (30SC, 30UC e 20TJ). Enquanto os grupos 30SC e 30UC tiveram valores médios horários oscilando, respectivamente, entre -5 e 7 W m<sup>-2</sup> e -4 e 3 W m<sup>-2</sup>, o grupo 20TJ apresentou mínimo e máximo horários de, respectivamente, -28 e 22 W m<sup>-2</sup>. Possivelmente esta diferença tenha ocorrido em função de alguma quantidade de irradiância solar direta ter alcançado o solo nas cercanias da placa de fluxo ("sunfleck"). Como a floresta da Rebio Jaru é menos densa, pois o número de árvores por hectare é menor neste sítio do que na Rebio Cuieiras (ver Seção 4.1), e a temperatura média do ar foi maior durante o conjunto 20TJ, é possível que haja um maior número de aberturas no dossel desta floresta e G sofra influência tanto da irradiância solar direta quanto da temperatura do ar.



Figura 5.27 - Perfis médios diários da densidade de fluxo de calor no solo (*G*), calculados para intervalos de meia-hora.

No sentido de se identificar qual das variáveis meteorológicas citadas acima exerce maior influência na densidade de fluxo de calor no solo, fizeram-se regressões lineares entre os valores de *G* e  $R_N$  e entre *G* e a temperatura do ar medida no topo das torres (Figura 5.29), com dados de 30SC, 30UC e 20TJ. Diante disto, verifica-se que há uma correlação muito maior entre *G* e a tempertura do ar, com coeficientes de determinação em torno de 0,80. No entanto, para a Rebio Jaru, observa-se uma correlação cerca de 100% maior entre os dados de *G* e  $R_N$ , quando se comparam os valores do coeficiente de determinação das regressões lineares para a Rebio Jaru ( $r^2 = 0,54$ ) e para a Rebio Cuieiras ( $r^2 = 0,23$  para 30SC e  $r^2 = 0,26$  para 30UC).



Figura 5.28 - Regressões lineares entre a densidade de fluxo de calor no solo (G) e o saldo de irradiância ( $R_N$ ).



Figura 5.29 - Regressões lineares entre a densidade de fluxo de calor no solo (G) e a temperatura do ar (T).

#### 5.8 Balanço de Energia em Superfície

A Figura 5.30 apresenta os perfis médios diários das densidades de fluxo de energia que compõem o balanço em superfície, ou melhor,  $R_N$ , H, LE,  $\mu B$ ,  $S \in G$ , para os três grupos de dias selecionados (30SC, 30UC e 20TJ). Uma vez que se descreveu e discutiu as características observadas para todas estas grandezas nas Seções 5.3 a 5.7, esta Seção concentrar-se-á na análise da partição e do balanço de energia para os sítios e períodos considerados.



Figura 5.30 - Perfis médios diários dos componentes do BES ( $R_N$ , H, LE,  $\mu B$ ,  $S \in G$ ).

As razões entre os somatórios totais diurnos de cada um dos componentes nãoradiativos ( $H, LE, \mu B, S \in G$ ) e do saldo de irradiância,  $R_N$ , apresentam-se na Tabela 5.8, para os três conjuntos de dias analisados (30SC, 30UC e 20TJ), com o intuito de se quantificar a partição de  $R_N$  nos outros componentes do BES. Excluiu-se apenas o período noturno pelos conhecidos problemas de fechamento do BES durante a noite, conforme discutido na Seção 3.1. De acordo com o esperado, e apresentado na Seção 3.2, a floresta utilizou a maior parte do saldo de irradiância diurno para o processo de evapotranspiração, de forma que a razão  $LE / R_N$  ficou, respectivamente, em 30SC, 30UC e 20TJ, em torno de 59, 53 e 59%. Cerca de 23, 20 e 17% da energia total de  $R_N$ , em 30SC, 30UC e 20TJ, respectivamente, foi empregada na geração de turbulência térmica utilizada para o aquecimento da atmosfera acima do dossel da floresta, isto é, Hfoi produzido com, aproximadamente, um quinto do saldo de irradiância diurno. É interessante notar que, na Rebio Cuieiras, tanto na estação seca quanto na úmida, a densidade de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>,  $\mu B$ , com cerca de 1,5% de  $R_N$ , apresentou-se como um termo ligeiramente maior que a densidade de fluxo de calor no solo, G, que não chegou a 1% de  $R_N$ . Entretanto, este não foi o caso observado para a Rebio Jaru que, consoante discutido na Seção 5.7, mostrou valores mais altos de G, sendo em torno de 2% de  $R_N$ , contra um valor de 1% apresentado por  $\mu B$ . Deste modo, verificou-se que  $\mu B$ é tão ou mais importante que G para o BES em áreas de floresta de grande porte, como é o caso das florestas de terra firme da Amazônia. Similarmente à Tabela 5.7, na qual é mostrada a razão média entre a TAE, S, e  $R_N$ , para 30SC, 30UC e 20TJ, verificou-se, pela razão entre estas grandezas integradas durante o período diurno (Tabela 5.8), que aproximadamente 35% (em torno de 8% de  $R_N$ ) do valor equivalente ao da energia utilizada para a geração de H é armazenado na floresta da Rebio Cuieiras, enquanto que, para a Rebio Jaru, observou-se uma magnitude de cerca de 60% dessa equivalência de energia (10% de  $R_N$ ). Por conseguinte, qualquer análise que envolva o BES em florestas do porte das estudadas neste trabalho, em escalas de tempo desde a horária até a diurna, deve, obrigatoriamente, incluir pelo menos uma estimativa confiável das taxas de armazenamento térmico de energia acima do solo. Neste sentido, apresentam-se equações simplificadas na Seção 5.9, obtidas seguindo a metodologia descrita na Seção 4.8.

Tabela 5.8 - Razões (%) entre os componentes não-radiativos do balanço de energia (H, *LE*,  $\mu B$ , *S*, *G*) e o saldo de irradiância ( $R_N$ ), para o período diurno dos conjuntos de dias selecionados como representativos para as estações seca de 2003 (30SC) e úmida de 2004 (30UC) na Rebio Cuieiras, e para a transição entre as estações seca e úmida de 2002 (20TJ) na Rebio Jaru.

Conjunto de Dias	$\frac{H}{R_N}$	$rac{LE}{R_N}$	$rac{\mu B}{R_N}$	$rac{S}{R_N}$	$\frac{G}{R_N}$
30SC	23,0	58,5	1,5	8,2	0,6
30UC	19,9	52,9	1,7	7,4	0,2
20ТЈ	16,8	59,0	1,0	9,9	1,8

Na Figura 5.31 apresenta-se o comportamento horário da diferenca residual entre o saldo de irradiância e a soma das densidades de fluxo de energia não-radiativas. Para a estação seca de 2003 (30SC), verificou-se um valor absoluto médio do resíduo de 70  $\pm$ 97 W m<sup>-2</sup>, com um máximo de 647 W m<sup>-2</sup>. Já para a estação úmida de 2004 (30UC), observaram-se valores de resíduo absoluto médio e de máximo de, respectivamente, 60  $\pm$  86 W m<sup>-2</sup> e 808 W m<sup>-2</sup>. Para o terceiro grupo de dias, isto é, 20TJ, o resíduo absoluto médio e o máximo foram de 48  $\pm$  53 W m<sup>-2</sup> e 374 W m<sup>-2</sup>, respectivamente. Não obstante serem valores relativamente altos, quando não se incluiu S no cálculo desta diferença, isto é,  $R_N - (H + LE + \mu B + G)$ , obtiveram-se magnitudes de resíduo ainda maiores. Desta forma, o resíduo absoluto médio e o seu máximo, observados em 30SC, 30UC e 20TJ, foram, respectivamente,  $81 \pm 106$  W m<sup>-2</sup> e 699 W m<sup>-2</sup>,  $74 \pm 103$  W m<sup>-2</sup> e 944 W m<sup>-2</sup>, 53  $\pm$  63 W m<sup>-2</sup> e 419 W m<sup>-2</sup>. Consequentemente, quando se excluiu S do cálculo do BES, os resíduos absolutos médios aumentaram cerca de 16, 23 e 10%, em 30SC, 30UC e 20TJ, respectivamente. Igualmente, houve um aumento no desvio padrão em torno de 9% em 30SC, 20% em 30UC e 19% em 20TJ. Para ambas as estações na Rebio Cuieiras (30SC e 30UC), o resíduo absoluto médio foi menor durante os períodos noturno e matutino quando se incluiu o armazenamento de energia no BES. No entanto, logo após o horário em que S, em média, mudou o sentido do fluxo de energia (tornouse negativo), por volta das 15 HL, até o pôr-do-sol, observaram-se valores de resíduo absoluto maiores com a inclusão de S no cálculo do BES. Comprovou-se este mesmo padrão de comportamento do resíduo absoluto para a Rebio Jaru (20TJ); porém, apesar do resíduo absoluto médio ter diminuído durante o ciclo diurno neste sítio com a introdução de S no BES (de 86  $\pm$  67 W m<sup>-2</sup> para 69  $\pm$  66 W m<sup>-2</sup>), não se observou o mesmo para o período noturno, porquanto o resíduo que era de  $19 \pm 21$  W m<sup>-2</sup> passou a ser 28  $\pm$  22 W m<sup>-2</sup>. Contudo, de acordo com o discutido na Seção 5.7, os valores de densidade de fluxo de calor no solo parecem ter sido superestimadas para a Rebio Jaru. Daí, mantendo S no cálculo do BES noturno e retirando G, obteve-se um resultado melhor para o resíduo absoluto médio, isto é, houve uma diminuição deste para  $16 \pm 19$ W m<sup>-2</sup>, indicando algum erro nas medições de G, já que não se observaram influências consideráveis do saldo de irradiância ou da temperatura do ar sobre G, à noite (não mostrado).



Figura 5.31 - Perfis médios diários da diferença residual entre o saldo de irradiância  $(R_N)$  e a soma das densidades de fluxo de energia não-radiantes, não incluindo e incluindo a TAE total (-S e +S).

Comparando-se regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo não-radiativas e o saldo de irradiância, não se incluindo o armazenamento de energia, *S* (Figura 5.32) e incluindo-o (Figura 5.33), comprova-se que a introdução de *S* na análise do BES, em florestas de grande porte, resulta num melhor fechamento. Assim sendo, obteve-se uma melhoria nos valores dos coeficientes angular ( $a_{ang}$ ) e de determinação ( $r^2$ ), uma vez que estes se aproximaram mais de 1, quando se calculou o fechamento do BES considerando o armazenamento de energia. Os aumentos nestes coeficientes, observados em 30SC, 30UC e 20TJ foram de, respectivamente, 14, 12 e 16%, para  $a_{ang}$ , e de 10, 13 e 5%, para  $r^2$ . Fisicamente, quando estes coeficientes apresentam valores mais próximos de 1, há um bom indicativo de que se quantificou mais adequadamente o balanço de energia nos sistemas nos quais as florestas estão inseridas, isto é, verifica-se que houve um melhor entendimento do processos físicos que ocorrem neste sistema, aproximando-se mais do princípio da conservação de energia. Logicamente, deve-se lembrar que existem muitos erros associados às medições ou aos cálculos de cada componente do BES, de forma que uma melhoria nos resultados, às vezes, nada mais é do que a compensação de erros.


Figura 5.32 - Regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo de energia nãoradiativas ( $H + LE + \mu B + G$ ) e o saldo de irradiância ( $R_N$ ).



Figura 5.33 - Regressões lineares entre a soma das densidades de fluxo de energia nãoradiativas  $(H + LE + \mu B + S + G)$  e o saldo de irradiância  $(R_N)$ .

Adicionalmente, repetiram-se as regressões lineares, descritas acima, fazendo uso de valores diurnos e noturnos, em separado, para cada grupo de dias considerado (30SC, 30UC e 20TJ). Nas Tabelas 5.9, 5.10 e 5.11, são apresentados os resultados destas regressões, por meio dos coeficientes lineares, angulares e de determinação, para os casos em que não se incluiu a TAE (-S) e para aqueles em que se considerou este componente do BES (+S). Da mesma maneira que para o ciclo diário, verificou-se uma melhor correspondência entre as densidades de fluxo de energia consideradas durante o período diurno, para os casos em que se introduziu *S*. Destarte, os valores de  $a_{ang}$  e  $r^2$  aproximaram-se mais de 1, com um aumento de, respectivamente, 12 e 12%, para 30SC, 9 e 19%, para 30UC, e 13 e 5% para 20TJ. Para o caso noturno, na Rebio Cuieiras,

também se observaram melhorias relativas com a inclusão de *S*, principalmente, durante a estação úmida; todavia, as regressões noturnas continuaram apresentando dispersões de pontos muito altas. Novamente, na Rebio Jaru, os resultados noturnos não apresentaram melhoria quando se considerou a TAE nos cálculos, de forma que se obteve valores de  $a_{ang}$  e  $r^2$  ainda mais insatisfatórios. No entanto, assim como se fez para o resíduo absoluto médio noturno, experimentou-se manter *S* e excluir *G* do BES noturno. Igualmente ao caso anterior, verificou-se uma ligeira melhoria nos resultados, mantendo-se a dispersão nos pontos, mas aumentando o coeficiente angular de -0,06, para 0,30.

Tabela 5.9 - Coeficientes linear, angular e de determinação de regressões lineares entre o somatório das densidades de fluxo (não-radiativas) de energia, H + LE + $\mu B + S + G$ , e o saldo de irradiância,  $R_N$ ; adicionalmente, a razão do balanço de energia ( $E_{BR}$ ), a percentagem de "desbalanço" de energia ( $E_{IP}$ ) e o erro padrão ( $E_{RR}$ , dado em W m<sup>-2</sup>), para os 30 dias selecionados como representativos da estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras (30SC).

Período	Coeficiente Linear	Coeficiente Angular	$r^2$	$E_{BR}$	$E_{IP}$	$E_{RR}$
Diário (–S)	15,1	0,78	0,73	0,88	12,5	119,8
Diário (+S)	-0,6	0,89	0,80	0,89	11,2	115,2
Diurno (– <i>S</i> )	26,8	0,76	0,57	0,84	16,2	168,2
Diurno (+S)	21,4	0,85	0,64	0,91	8,7	160,8
Noturno (–S)	-6,0	-0,04	0,00	0,25	74,7	17,1
Noturno (+ <i>S</i> )	-19,6	0,35	0,04	1,30	29,7	21,0

Período	Coeficiente Linear	Coeficiente Angular	$r^2$	$E_{BR}$	$E_{IP}$	$E_{RR}$
Diário (–S)	4,2	0,75	0,71	0,78	22,3	108,7
Diário (+S)	-8,6	0,84	0,80	0,78	22,3	93,9
Diurno (–S)	1,5	0,75	0,57	0,76	24,2	153,1
Diurno (+S)	0,3	0,82	0,68	0,82	17,8	131,5
Noturno (– <i>S</i> )	-8,8	-0,10	0,01	0,44	56,1	12,9
Noturno (+ <i>S</i> )	-15,1	0,65	0,13	1,58	57,7	17,5

Tabela 5.10 - Como na Tabela 5.9, para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras (30UC).

Tabela 5.11 - Como na Tabela 5.9, para a transição entre as estações seca e úmida de2002, na Rebio Jaru (20TJ).

Período	Coeficiente Linear	Coeficiente Angular	$r^2$	$E_{BR}$	$E_{IP}$	$E_{RR}$
Diário (–S)	-6,0	0,82	0,87	0,77	22,7	66,6
Diário (+S)	-23,5	0,95	0,91	0,77	23,4	64,0
Diurno (– <i>S</i> )	-11,0	0,83	0,81	0,79	20,8	90,1
Diurno (+S)	-19,3	0,94	0,85	0,87	12,6	86,6
Noturno (– <i>S</i> )	-34,6	-0,06	0,05	1,02	2,2	24,8
Noturno (+ <i>S</i> )	-46,0	0,00	0,00	2,14	113,6	25,2

Nas Tabelas 5.9, 5.10 e 5.11, também são mostrados os resultados dos outros parâmetros utilizados para avaliar o fechamento do BES, ou seja, a razão do balanço de energia ( $E_{BR}$ ), o percentual de "desbalanço" de energia ( $E_{IP}$ ) e o erro padrão ( $E_{RR}$ ), descritos na Seção 4.9. Todos estes parâmetros confirmam que, quando se acrescenta a

TAE no cálculo do BES, há uma maior aproximação de seu fechamento, principalmente durante o ciclo diurno, período no qual se observaram os resultados mais expressivos com a inclusão de *S*. O único parâmetro que não apresentou valores mais satisfatórios, para o três conjuntos de dias, foi  $E_{RR}$ , durante o período noturno. Apenas para o caso da Rebio Jaru, mais uma vez, ao se excluir a densidade de fluxo de calor no solo do cálculo do BES noturno, verificou-se uma ligeira melhoria em  $E_{RR}$ , que passou de 24,8 para 24,2 W m<sup>-2</sup>. No entanto, com a exclusão de *G* durante a noite, o valor de  $E_{BR}$ , apesar de ter se apresentado mais satisfatório em relação àquele mostrado na Tabela 5.11, para o cálculo do qual se consideraram todos os componentes do BES (passou de 2,14 para 1,19), não se conseguiu chegar mais próximo de 1 que o valor 1,02 (noturno -S). Provavelmente, este é um bom exemplo de compensação de erros no cálculo do fechamento do BES, visto que as medições de *G* realizadas na Rebio Jaru parecem ter superestimado os valores deste termo.



Figura 5.34 - Perfis médios diurnos da razão do balanço de energia ( $E_{BR}$ ), não incluindo e incluindo a TAE total (-S e + S).

Ainda concernente a  $E_{BR}$ , apresentam-se os perfis médios diurnos, entre 7 e 17 HL, para os conjuntos 30SC, 30UC e 20TJ na Figura 5.34. Optou-se por este intervalo de horários, em razão da mudança de sentido de fluxo do saldo de irradiância no final e no início do dia, pois antes da alteração de sinal,  $R_N$  apresenta valores próximos de zero, resultando em valores espúrios de  $E_{BR}$ . Outrossim, conforme já discutido nos parágrafos anteriores, verificaram-se problemas de fechamento do BES durante o período noturno. Semelhantemente ao logrado para os ciclos diários e diurnos, verificou-se um relativo avanço nos valores médios horários de  $E_{BR}$  ao se acrescentar o componente de armazenamento de energia, *S*. Destarte, em cerca de 57% dos horários, para 30SC,  $E_{BR}$  aproximou-se mais de 1, enquanto que, em 30UC e 20TJ, observaram-se melhorias em, respectivamente, 71 e 55% dos horários dentro do intervalo considerado.

Em conformidade com o descrito na Seção 4.9, avaliou-se, também, o fechamento do BES para diferentes valores de velocidade de fricção,  $u^*$ , durante a noite e em distintas condições de estabilidade atmosférica no período diurno. Segundo Garratt (1992), quando o parâmetro  $\xi$  é igual a zero, têm-se condições atmosféricas de estratificação neutra na camada limite superficial (CLS); quando  $\xi$  é positivo, a CLS tende à estabilidade; caso os valores apresentados por  $\xi$  sejam negativos e tendam a  $-\infty$ , há predominância de condições instáveis (turbulência térmica). Deste modo, para verificar o comportamento horário de  $E_{BR}$  com relação a  $u^*$ , seguiu-se a divisão de estabilidade atmosférica proposta por Barr et al. (2006), na qual se consideraram três grupos distintos: (i) período noturno, (ii) período diurno neutro ou estável ( $\xi > -0,1$ ) e (iii) período diurno instável ( $\xi \leq -0,1$ ). Além disso, para evitar magnitudes irreais de  $E_{BR}$ , principalmente à noite, incluíram-se apenas valores encontrados no intervalo entre 0 e 2. Nas Figuras 5.35, 5.36 e 5.37 apresenta-se a relação entre  $E_{BR}$  e  $u^*$ , respectivamente, para o ciclo noturno, ciclo diurno neutro ou estável e ciclo diurno instável. Dentre os grupos de estabilidade considerados, verificaram-se poucos horários, durante o período diurno, com características neutras ou estáveis, de forma que se apresentam poucos pontos na Figura 5.36. Ainda assim, observou-se pouca ou nenhuma tendência em  $E_{BR}$ com a variação de u<sup>\*</sup>, principalmente para o grupo diurno neutro ou estável. Obtiveramse os melhores resultados para o ciclo diurno, em condições atmosféricas instáveis, verificando-se uma suave tendência ao fechamento do BES ( $E_{BR} \cong 1$ ) com o aumento de  $u^*$ , particularmente para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras, não obstante o grande espalhamento de pontos. Em geral, percebeu-se uma certa tendência em  $E_{BR}$ aproximar-se de 1, nos horários de maior instabilidade atmosférica ( $\xi \ll -0,1$ ), contribuindo para que, em dias predominantemente instáveis, se obtivesse um melhor fechamento do BES, principalmente durante a estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras.



Figura 5.35 - Razão do balanço de energia  $(E_{BR})$  contra a velocidade de fricção  $(u^*)$  durante o período noturno.



Figura 5.36 - Como na Figura 5.35, durante o período diurno, em condições neutras ou estáveis ( $\xi > -0,1$ ).



Figura 5.37 - Como na Figura 5.35, durante o período diurno, em condições instáveis  $(\xi \le -0, 1)$ .

Em suma, as condições mais adequadas para o fechamento do BES nas áreas de floresta analisadas, tanto na Rebio Cuieiras quanto na Rebio Jaru, foram observadas em dias quentes e predominantemente instáveis, no período diurno, entre 8 e 14 HL, e quando se incluíram as taxas de armazenamento térmico de energia acima do solo, no cálculo deste balanço.

### 5.9 Taxas de Armazenamento de Energia com Base em Medidas Limitadas

Nesta Seção, apresentam-se e testam-se as Equações 4.30 a 4.33, com os coeficientes  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta$ ,  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $\delta_1$  e  $\delta_2$  ajustados seguindo a metodologia descrita na Seção 4.8. Desta maneira, fez-se uso dos métodos completos para o cálculo da TAE (soma das Equações 4.9, 4.12, 4.16 e variações de 4.19 para  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$ ,  $S_{lv}$ ,  $S_{sl}$ ,  $S_{dw}$ ,  $S_{lt}$  e  $S_{oc}$ ) utilizando um conjunto de dados coletados na Rebio Cuieiras, durante 225 dias, e as informações de biomassa de cada floresta (ver Tabela 4.10).

Obtiveram-se, respectivamente, para  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ , os valores 0,687 e 0,164. Assim, considerando um intervalo de tempo de 30 minutos ( $\Delta t = 1800$  s) e usando os valores  $\rho_a = 1,225$  kg m<sup>-3</sup>,  $c_p = 1004$  J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>,  $L = 2,44 \times 10^6$  J kg<sup>-1</sup>,  $\Delta z_r = 53,1$  m, para a Rebio Cuieiras, e  $\Delta z_r = 62,7$  m, para a Rebio Jaru, lograram-se versões da Equação 4.30 ajustadas, respectivamente, para a Rebio Cuieiras e a Rebio Jaru:

$$S_{air(s)} = 24.9\Delta \overline{T}_r + 14.4\Delta \overline{q}_r \tag{5.1a}$$

$$S_{air(s)} = 29,4\Delta \overline{T}_r + 17,0\Delta \overline{q}_r \tag{5.1b}$$

Para o cálculo da TAE nos troncos, obteve-se um coeficiente  $\beta = 0,199$ . Aplicando este coeficiente e os valores de  $m_{tr}$  e  $c_{tr}$  apresentados na Tabela 4.10, para cada um dos sítios de floresta considerados, os ajustes da Equação 4.31 resultantes para a Rebio Cuieiras e a Rebio Jaru, respectivamente, foram:

$$S_{tr(s)} = 11,6\Delta \overline{T}_r \tag{5.2a}$$

$$S_{tr(s)} = 12,2\Delta \overline{T}_r \tag{5.2b}$$

Similarmente, com os coeficientes  $\gamma_1 = 0,185$  e  $\gamma_2 = 0,755$  e os valores de  $m_{br}$ ,  $m_{tw}$ ,  $m_{lv}$ ,  $c_{br}$ ,  $c_{tw}$  e  $c_{lv}$ , obtiveram-se as seguintes expressões para o cálculo da TAE na copa das árvores da Rebio Cuieiras e da Rebio Jaru, respectivamente:

$$S_{cr(s)} = 14,5\Delta\overline{T}_r \tag{5.3a}$$

$$S_{cr(s)} = 15,2\Delta \overline{T}_r \tag{5.3b}$$

Finalmente, a TAE no estrato inferior das florestas da Rebio Cuieiras e da Rebio Jaru, pode ser calculada, respectivamente, por meio das relações abaixo:

$$S_{ll(s)} = 9.7\Delta \overline{T}_r \tag{5.4a}$$

$$S_{ll(s)} = 10,1\Delta\overline{T}_r \tag{5.4b}$$

Para as Equações 5.4a e 5.4b, utilizaram-se os valores 0,146 e 0,622 para  $\delta_1$  e  $\delta_2$ , respectivamente, e  $m_{st}$ ,  $m_{oc}$ ,  $m_{sl}$ ,  $m_{dw}$ ,  $m_{lt}$ ,  $c_{dw}$  e  $c_{lt}$  especificados para cada floresta e mostrados na Tabela 4.10. Na Figura 5.38 mostram-se os perfis médios diários da TAE total calculada pela integração completa, S, e pela soma das Equações 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4, S<sub>s</sub>, para os conjuntos 30SC, 30UC e 20TJ. Adicionalmente, na Tabela 5.12, detalham-se os valores característicos da TAE total obtida por cada um dos métodos e para cada conjunto de dias considerado. Em geral, verificou-se uma subestimativa das magitudes da TAE pelo método simplificado, tanto positivas quanto negativas, refletindo os baixos valores de acurácia (Equação 4.34) obtidos para 30SC (0,59), 30UC (0,41) e 20TJ (0,29). Entretanto, em parte, a acurácia mostrou-se baixa em virtude do grande número de pontos espalhados próximo de zero (Figura 5.39). Já os resultados para a precisão (Equação 4.35), apresentando os valores de 0,61, 0,62 e 0,65, para 30SC, 30UC e 20TJ, respectivamente, mostraram-se relativamente altos e indicam que as magnitudes obtidas para S<sub>s</sub> mantiveram-se no intervalo entre os máximos e mínimos calculados para S. Este é um fator importante, pois, de acordo com o mostrado na Figura 5.38, o comportamento horário de S é bem representado por  $S_s$  e superestimativas são evitadas, porquanto as variações de temperatura e de umidade relativa do ar são usualmente mais frequentes e com amplitudes mais altas que as séries coletadas no interior da floresta, principalmente quando se tratam das temperaturas da biomassa.



Figura 5.38 - Perfis médios diários da TAE calculada pela integração completa (S) e pelo método simplificado ( $S_s$ ), para intervalos de meia-hora.

Tabela 5.12 - Valores característicos da TAE, em W m<sup>-2</sup>, obtidos por meio da integração completa (*S*) e pelo método simplificado ( $S_s$ ), para os três conjuntos de dias selecionados (30SC, 30UC e 20TJ).

Conjunto de	Mínimo	Mínimo	Média	Média	Média	Máximo	Máximo
Dias	Extremo	Médio	Not.	Mat.	Vesp.	Médio	Extremo
30SC							
$S_s$	-318,6	-36,0	-8,8	33,3	-11,0	53,3	171,9
S	-375,0	-44,9	-21,6	68,6	-17,6	104,9	160,6
30UC							
$S_s$	-365,8	-30,3	-8,8	21,7	-4,2	43,3	184,7
S	-291,0	-41,2	-18,6	43,3	-6,3	75,3	235,5
20TJ							
$S_s$	-294,9	-55,4	-12,3	32,8	-9,0	49,9	110,5
S	-286,7	-64,4	-23,7	53,8	-9,5	76,4	162,1

Pelas regressões lineares entre  $S_s$  e S (Figura 5.39), verificou-se que  $S_s$  corresponde a cerca de 60% dos valores de S e correlaciona-se bem com este ( $r^2 \cong 0.64$ ). Dentre todos os componentes de S, aqueles que se apresentaram como os mais difíceis de se estimar por meio de métodos simplificados foram, primeiramente  $S_{tr}$  e, logo em seguida,  $S_q$ . Claramente, para o cálculo de  $S_{tr}$ , a maior dificuldade encontrada ao se tentar obtê-lo, tomando-se como base a temperatura do ar na torre, foi o ajuste desta série de temperatura com as de tronco, porquanto há diferenças de fase e de amplitude em razão da inércia térmica dos troncos. Para o caso de  $S_q$ , observou-se que os erros são causados, principalmente, pela superestimativa causada com os dados coletados na torre. Apesar de serem dados da mesma grandeza empregada no método completo, as variações de umidade relativa são maiores no alto da torre, em virtude da irradiância solar ser mais intensa, e pela exposição da torre ao vento.



Figura 5.39 - Regressões lineares entre a TAE calculada pela integração completa (S) e pelo método simplificado ( $S_s$ ).

Com o intuito de se compararem os desempenhos das expressões disponíveis na literatura e das Equações 5.1 a 5.4, selecionaram-se sete dias consecutivos, entre 27 de outubro e 02 de novembro de 2002, com dados de temperatura e umidade relativa do ar coletados na Rebio Jaru. Assim, consoante descrito nos parágrafos anteriores, os coeficientes  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta$ ,  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $\delta_1$  e  $\delta_2$  foram todos ajustados independentemente do conjunto de dados coletados nestes sete dias, não havendo, portanto, nenhuma influência nas expressões apresentadas nesta Seção. Para a comparação utilizaram-se as Equações 3.2, 3.3, 3.4 e 3.5 obtidas, respectivamente, por Moore e Fisch (1986),

Viswanadham et al. (1990), Santos et al. (1991) e Michiles e Gielow (2008). O desempenho de cada expressão foi medida pelos coeficientes linear, angular e de determinação de regressões lineares entre os resultados obtidos pela expressão e pelo método de integração completa, pela acurácia e pela precisão.

Tabela 5.13 - Coeficientes linear, angular e de determinação de regressões lineares entre  $S_s$ , calculado por meio dos métodos disponíveis na literatura corrente e daquele apresentado neste trabalho, e *S* (cálculo completo); adicionalmente, a acurácia ( $A_{CC}$ ) e a precisão ( $P_{RE}$ ), para o período entre 27 de outubro e 02 de novembro de 2002, na Rebio Jaru.

Referência do Método	Coeficiente Linear	Coeficiente Angular	$r^2$	$A_{CC}$	$P_{RE}$
Moore e Fisch (1986)	0,07	0,25	0,64	0,19	0,41
Viswanadham et al. (1990)	10,15	0,05	0,18	0,53	0,06
Santos et al. (1991)	0,03	0,14	0,61	0,11	0,25
Michiles e Gielow (2008)	0,12	0,41	0,69	0,29	0,58
Eqs. 5.1 + 5.2 + 5.3 + 5.4	0,27	0,56	0,69	0,30	0,66

Dos métodos que utilizam dados de temperatura e umidade do ar, o de Santos et al. (1991), provou ser o menos adequado para a estimativa da TAE, visto que se verificou a menor correspondência entre seus resultados e os do método completo. É interessante notar o valor da acurácia (apesar da baixa precisão) obtido pela expressão de Viswanadham et al. (1990), que foi aplicada apenas para o período diurno em virtude de sua parametrização depender do saldo de irradiância. O método simplificado de Moore e Fisch (1986) resultou num comportamento horário semelhante ao obtido pelo método completo; entretanto, os valores de *S* foram muito subestimados. As expressões de Michiles e Gielow (2008), não obstante serem mais adequadas para intervalos de uma hora, mostraram um desempenho similar ao método descrito nesta Seção, tendo como resultado o mesmo coeficiente de determinação ( $r^2 = 0,69$ ). Conforme o esperado, as

Equações obtidas nesta Seção apresentaram um desempenho mais satisfatório em praticamente todos os parâmetros utilizados para a análise, de forma a serem mais adequadas para estimativas do armazenamento de energia em florestas da Amazônia, em intervalos de 30 minutos.

## 6 CONCLUSÕES

Em razão da análise do balanço de energia em superfície (BES), para áreas de floresta de grande porte, continuar sendo, na atualidade, um dos temas mais fundamentais abordados em estudos de interação biosfera-atmosfera, principalmente na escala micrometeorológica, examinaram-se as densidades de fluxo superficiais de energia e suas características sobre duas áreas de florestas de terra firme da Amazônia, uma na região central e outra na parte sudoeste, investigando o papel de cada componente no fechamento do BES local, com particular ênfase nas taxas de armazenamento térmico de energia acima do solo (TAE). Para a efetivação dos objetivos da pesquisa, utilizaram-se conjuntos de dados florestais e de variáveis meteorológicas coletados na Reserva Biológica do Cuieiras (Rebio Cuieiras – Amazônia central), durante as estações seca de 2003 e úmida de 2004, e na Reserva Biológica do Jaru (Rebio Jaru – sudoeste da Amazônia), durante a transição entre as estações seca e úmida de 2002.

Fazendo uso de metodologias atualizadas e mais completas que as reportadas na literatura corrente, para o cálculo da TAE (*S*), obtiveram-se perfis médios diários que, durante a noite, apresentaram valores em torno de -20 W m<sup>-2</sup>, para ambos os sítios de floresta e estações considerados, e máximos médios diários entre 75 e 100 W m<sup>-2</sup>, atingidos geralmente às 9 HL; entre 10 e 12 HL, encontraram-se intervalos decrescentes de 60 a 26 W m<sup>-2</sup>. Tipicamente, por volta das 15 HL, *S* iniciou o processo de liberação de energia e tornou-se negativo, até alcançar o mínimo diário, entre 17 e 18 HL, com magnitudes médias entre -45 e -65 W m<sup>-2</sup>. Verificaram-se os mínimos extremos em dias de temperatura média alta, com alguma quantidade de chuva em torno das 13 HL, observando-se a magnitude mais expressiva de -375 W m<sup>-2</sup>, durante a estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras. Em relação aos máximos extremos, estes foram alcançados em dias de irradiância solar intensa, no início da manhã, após noites com temperatura do ar baixa e a umidade relativa alta. Durante a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras, observou-se a magnitude mais alta de máximo extremo, com o valor de 235 W m<sup>-2</sup>. Em valores diários totais, obteve-se que um terço de *S* é devido à TAE no ar (*S<sub>ai</sub>*), um terço

à TAE nos troncos ( $S_{tr}$ ) e o outro terço à soma da TAE na copa e no estrato inferior da floresta ( $S_{cr} + S_{ll}$ ).

Da energia proveniente do saldo de irradiância ( $R_N$ ), durante o período diurno, as florestas analisadas utilizaram, em geral, cerca de 60% para o processo de evapotranspiração, 20% para o aquecimento da atmosfera, 1,5% para a realização de fotossíntese, 8% para armazenamento no ar e na biomassa e um pouco menos de 1% para armazenamento no solo. Portanto, cerca de 10% da energia de  $R_N$  pode estar associada a erros de medição, a aproximações inadequadas nas várias equações que compõem os termos de sua partição, ou se deve aos componentes não incluídos neste estudo, ou seja, às advecções, que podem ser responsáveis pelo transporte de uma parcela desta energia em circunstância de heterogeneidades existentes na superfície. Deve-se considerar, também, o problema do ajuste das diferentes escalas horizontais para as quais as medições dos componentes do BES são representativas. De mais a mais, caso se empreguem os valores de  $R_N$  calculados tomando-se por base medidas separadas dos componentes do balanço de irradiância, a magnitude da "sobra" de energia tende a ser ainda maior.

Verificou-se que, em termos energéticos, a densidade de fluxo turbulento de  $CO_2$  é tão ou mais importante que a densidade de fluxo de calor no solo para o BES em florestas de terra firme de grande porte, como é o caso das investigadas nesta pesquisa. Adicionalmente, para a Rebio Cuieiras, observaram-se correlações entre a densidade de fluxo de  $CO_2$  (*B*) e a irradiância fotossinteticamente ativa incidente (*PAR*<sub>in</sub>). Destarte, com a intensificação dos valores de *PAR*<sub>in</sub>, ocorrem maiores assimilações de  $CO_2$  pela floresta. Entretanto, na Rebio Jaru, esta mesma característica não pareceu muito clara. Desta forma, a maior assimilação de  $CO_2$  ocorreu na Rebio Cuieiras, com o máximo tendo sido alcançado durante a estação seca de 2003. Não obstante, na floresta da Rebio Jaru, ainda se observou absorção, mas com magnitudes bem menores que na Rebio Cuieiras. Embora os valores indiquem que as áreas de floresta estudadas agem, em pequena escala, como sumidouros de  $CO_2$ , muito provavelmente se tratam de superestimativas, porquanto há limitações apresentadas pelos sistemas que empregam o método da covariância dos vórtices turbulentos (MVCT). Incluindo a TAE no cálculo do BES, observou-se uma diminuição nos valores horários do resíduo absoluto e do desvio padrão associado, principalmente, durante os períodos noturno e matutino. Contudo, entre as 15 e 18 HL, horário em que se observaram os valores mais negativos de S, verificou-se um aumento no resíduo absoluto ao se introduzir S no cálculo do balanço de energia. Por meio de todos os parâmetros empregados para a análise do fechamento do BES, comprovou-se que, ao se considerar a TAE na floresta, obtém-se um melhor fechamento. Portanto, qualquer estudo que dependa de resultados do BES em florestas de terra firme, particularmente em pequenas escalas de tempo, deve incluir estimativas adequadas de S. Diante disto, para representar a TAE em florestas de grande porte, em especial as de terra firme da Amazônia, obtiveram-se expressões simplificadas e eficientes para  $S_{air}$ ,  $S_{tr}$ ,  $S_{cr}$  e  $S_{ll}$ , que dependem apenas de dados de temperatura e umidade relativa do ar, coletados em torres micrometeorológicas, e registrados em intervalos de meia-hora. Outrossim, caso estejam disponíveis dados de inventários florestais e / ou de conteúdo de água na biomassa, por meio de uma combinação de equações apresentadas nesta pesquisa, podem-se adaptar as expressões simplificadas para uma melhor caracterização do armazenamento de energia na floresta de interesse.

Pela avaliação da razão entre o somatório das densidades de fluxo de energia nãoradiativas e o saldo de irradiância (razão do balanço de energia –  $E_{BR}$ ), verificaram-se valores diários integrados variando de 0,77 a 0,88. Separando apenas o período diurno,  $E_{BR}$  apresentou-se entre 0,82 e 0,91. Em virtude de dificuldades de medição das densidades de fluxo turbulento de calores sensível e latente (*H* e *LE*), além de outros problemas verificados, obtiveram-se valores irreais de  $E_{BR}$  durante a noite. Ao se avaliar o comportamento de  $E_{BR}$  em função da velocidade de fricção ( $u^*$ ), dividindo os horários em diferentes categorias de estabilidade atmosférica, não se observou praticamente nenhuma tendência em  $E_{BR}$ , particularmente para os horários diurnos em condições atmosféricas neutras ou estáveis. Verificaram-se resultados relevantes apenas para o ciclo diurno, sob condições instáveis, principalmente para a estação úmida de 2004, na Rebio Cuieiras. Adicionalmente, observaram-se valores de  $E_{BR}$  mais próximos de 1 (fechamento ideal do BES), nos horários (8 a 14 HL) e em dias de maior instabilidade atmosférica, cuja maior frequência ocorreu durante a estação seca de 2003, na Rebio Cuieiras.

No sentido de aprimorar os resultados apresentados e discutidos na presente pesquisa, para trabalhos futuros, sugere-se:

- a) aliar, aos resultados obtidos pelos sistemas que aplicam o MCVT, medições realizadas por cintilômetros (abertura larga e micro-ondas), de forma a se detectarem vórtices maiores e melhorar as estimativas de *H* e *LE*, principalmente à noite,
- b) incluir, na análise do fechamento do BES, o armazenamento de CO<sub>2</sub> na camada atmosférica próxima à copa da floresta, e o armazenamento de energia na camada de solo acima da placa de fluxo,
- c) compor séries médias de temperatura de tronco aferidas em três ou mais árvores de espécies dominantes, selecionadas em diferentes microrregiões da floresta de interesse, e realizar medições de temperatura em todos os componentes da biomassa, para se obterem avaliações mais precisas de S<sub>u</sub>, S<sub>cr</sub> e S<sub>u</sub>,
- d) buscar métodos numéricos ou observacionais, como o apresentado por Lee (1998), para se determinarem os componentes da advecção e quantificarem suas influências no BES,
- e) aplicar um modelo, como o descrito por Haverd et al. (2007), para o cálculo da TAE em florestas de terra firme da Amazônia e comparar seus resultados com os obtidos neste trabalho, com o intuito de integrá-lo a um modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera devidamente calibrado para a região,
- f) fazer análise do fechamento do BES para escalas espaciais maiores que as consideradas neste trabalho, integrando-se dados coletados em diversos pontos da área de interesse e aplicando-se simulações de grandes vórtices, para se avaliar o transporte de energia originado em razão da heterogeneidade da superfície.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALVALÁ, R. C. S. **Inventário florestal completo de uma área de floresta de terra firme da Reserva Biológica do Jaru**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Comunicação pessoal.

ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C.; CARSWELL, F. E.; CICCIOLI, P.; COSTA, A. L.; CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; GASH, J. H. C.; GRACE, J.; KABAT, P; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A. O.; MEIXNER, F. X.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C.; RUIVO, M. L. P.; SILVA-DIAS, M. A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; JOUANNE, J.; WATERLOO, M. J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: the LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 33-1–33-25, Sep./Oct. 2002.

ARAÚJO, 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. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 58-1–58-20, Sep./Oct. 2002.

ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. San Diego: Academic Press, 2001. 307 p.

ASTON, A. R. Heat storage in a young eucalipt forest. Agricultural and Forest Meteorology, v. 35, n. 1-4, p. 281-297, Mar. 1985.

AUBINET, M.; GRELLE, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A. S.; MARTIN, P. H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CLEMENT, R.; ELBERTS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWALD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. Advances in Ecological Research, v. 30, p. 114-175, 2000.

AYRES, J. As matas de várzea do Mamirauá. Brasília: CNPq, 1995. 123 p.

BARR, A. G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T. A.; MCCAUGHEY, J. H.; NESIC, Z. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, n. 1-4, p. 322-337, Nov. 2006.

BEYRICH, F; DEBRUIN, H. A. R.; MEIJNINGER, W. M. L.; SCHIPPER, J. W.; LOHSE, H. Results from one-year continuous operation of a large aperture scintillometer over a heterogeneous land surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 1, p. 85-97, Oct. 2002. BLANKEN, P.D.; BLACK, T. A.; YANG, P. C.; NEUMANN, H. H.; NESIC, Z.; STAEBLER, R.; DEN HARTOG, G.; NOVAK, M. D.; LEE, X. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D24, p. 28915-28927, Dec. 1997.

CARSWELL, F. E.; COSTA, A. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIR, P.; COSTA, P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M.; COSTA, J. M. N., CLEMENT, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian rainforest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 43-1–43-16, Sep./Oct. 2002.

CHAMBERS, J. Q.; HIGUCHI, N.; FERREIRA, L. V.; MELACK, J. M.; SCHIMEL, J. P. Decomposition and carbon cycling of dead trees in tropical forests of the central Amazon. **Oecologia**, v. 122, n. 3, p. 380-388, Feb. 2000.

CHAUVEL, A. Os latossolos amarelos, álicos, argilosos, dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. Acta Amazonica, v. 12, n. 3, p. 47-60, set. 1982.

CHOUDHURY, B. J.; DIGIROLAMO, N. E.; SUSSKIND, J.; DARNELL, W. L.; GUPTA, S. K.; ASRAR, G. A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data - I. Regional and global patterns of seasonal and annual variations. **Journal of Hydrology**, v. 205, n. 3-5, p. 186-204, Mar. 1998.

COX, P. M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; BETTS, R. A.; COLLINS, M.; JONES, C. D.; JUPP, T. E.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v. 453, n. 8, p. 212-215, May 2008.

CULF, A. D.; FOKEN, T.; GASH, J. H. C. The energy balance closure problem. In: KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; GUENNI, L. B.Ç MEYBECK, H.; PIELKE, R. A.; VÖRÖSMARTY, C.; HUTJES, R. W. A.; LÜTKEMEIER, S. (Ed.). Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system. Berlin: Springer, 2004. cap. B.2, p. 159-166.

CUMMINGS, D. L.; KAUFFMAN, J. B.; PERRY, D. A.; HUGHES, R. F. Aboveground biomass and structure of rainforests in the southwestern Brazilian Amazon. **Forest Ecology and Management**, v. 163, n. 1-3, p. 293-307, June 2002.

DEARDORFF, J. W.. Efficient prediction of ground surface-temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. NC4, p. 1889-1903, 1978.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; ROSENZWEIG, C.; SELLERS, P. J. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate model, a review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2-4, p. 373-388, Apr. 1991.

DIXON, R. K.; BROWN, S.; HOUGHTON, R. A.; SOLOMON, A. M.; TREXLER, M. C.; WISNIEWSKI, J. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. **Science**, v. 263, n. 5144, p. 185-190, Jan. 1994.

FEARNSIDE, P. M. Wood density for estimating forest biomass in Brazilian Amazonia. **Forest Ecology and Management**, v. 90, n. 1, p. 59-87, Jan. 1997.

FINNIGAN, J. A comment on the paper by Lee (1998): "On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation". Agricultural and Forest Meteorology, v. 97, n. 1, p. 55-64, Sep. 1999.

FINNIGAN, J.; CLEMENT, R.; MALHI, Y.; LEUNING, R.; CLEUGH, H. A. A reevaluation of long-term flux measurement techniques part I: averaging and coordinate rotation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, n. 1, p. 1-48, Apr. 2003.

FINNIGAN, J.; PAW U, K. T.; SHAW, R. H.; SNYDER, R. L. Advanced Short Course on Agricultural, Forest and Micrometeorology. Bologna: Consiglio Nazionale delle Richerche, 2001. 286 p.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. Acta Amazonica, v. 28, n. 2, p. 101-126, jun. 1998.

FOKEN, T. Micrometeorology. Belin: Springer, 2008. 306 p.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351-1367, Sep. 2008.

GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p. 25-37, dez. 2000.

GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316 p.

GARRATT, J. R. Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary layer treatments. A review. **Journal of Climate**, v. 6, n. 3, p. 419-449, Mar. 1993.

GASH, J. H. C.; DOLMAN, A. J. Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement I. The potencial for cosine error to affect flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 119, n. 3-4, p. 195-207, Nov. 2003.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley, 1996. 611 p.

GOFF, J. A.; GRATCH, S. Low-pressure properties of water from –160 to 212 °F. In: ANNUAL MEETING OF THE AMERICAN SOCIETY OF HEATING AND VENTILATING ENGINEERS, 52., 1946, New York, USA. **Proceedings...** New York: American Society of Heating and Ventilating Engineers, p. 95-122.

HALLDIN, S. Radiation measurements in integrated terrestrial experiments. In: KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; GUENNI, L. B.Ç MEYBECK, H.; PIELKE, R. A.; VÖRÖSMARTY, C.; HUTJES, R. W. A.; LÜTKEMEIER, S. (Ed.). Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system. Berlin: Springer, 2004. cap. B.3, p. 167-171.

HALLDIN, S.; LINDROTH, A. Errors in net radiometry, comparison and evaluation of six radiometer designs. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 9, n. 6, p. 762-783, Dec. 1992.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. New York: Academic Press, 1994. 411 p.

HAVERD, V.; CUNTZ, M.; LEUNING, R.; KEITH, H. Air and biomass heat storage fluxes in a forest canopy: calculation within a soil vegetation atmosphere transfer model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 147, n. 3-4, p. 125-139, Dec. 2007.

HEUSINKVELD, B. G.; JACOBS, A. F. G.; HOLTSLAG, A. A. M; BERKOWICZ, S. M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. Agricultural and Forest Meteorology, v. 122, n. 1-2, p. 21-37, Mar. 2004.

HERBST, M.; ROSIER, P. T. W.; MCNEIL, D. D.; HARDING, R. J.; GOWING, D. J. Seasonal variability of interception evaporation from the canopy of a mixed deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 11, p. 1655-1667, Oct. 2008.

HERDIES, D. L.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 42-1–42-10, Sep./Oct. 2002.

HICKS, B. B.; MCMILLEN, R. T. On the measurement of dry deposition using imperfect sensors and in non-ideal terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 42, n. 1-2, p. 79-94, Jan. 1988.

HIGUCHI, N.; SANTOS, J; RIBEIRO, R.J.; MINETTE, L.; BIOT, Y. Biomassa da parte aérea da vegetação da floresta tropical úmida de terra firme da Amazônia brasileira. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 153-166, jun. 1998.

HIGUCHI, N.; CARVALHO, J.A. Fitomassa e conteúdo de carbono de espécies arbóreas da Amazônia. In: EMISSÃO X SEQUESTRO DE CO2 - UMA NOVA OPORTUNIDADE DE NEGÓCIOS PARA O BRASIL, 1994, Rio de Janeiro, Brasil. Anais... Rio de Janeiro: CVRD, 1994. v. 1, p. 127-153. HOLTON, J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. 535 p.

LEE, X. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, n. 1-2, p. 39-49, May 1998.

LEE, X. Reply to comment by Finnigan on "On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation". **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, n. 1, p. 65-67, Sep. 1999.

LEGG, B.; MONTEITH, J. Heat and mass transfer within plant canopies. In: de Vries, D. A.; Afgan, N. H. (Ed.) **Heat and mass transfer in the biosphere**. Washington: John Wiley & Sons, 1975. v. 1, cap. 11, p. 167-186.

LIEBETHAL, C.; HUWE, B.; FOKEN, T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 132, n. 3-4, p. 253-262, Oct. 2005.

MALHI, Y.; BALDOCCHI, D. D.; JARVIS, P. G. The carbon balance over tropical, temperate and boreal forests. **Plant Cell and Environment**, v. 22, n. 6, p. 715-740, June 1999.

MALHI, Y.; GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. **Trends in Ecological & Evolution**, v. 15, n. 8, p. 332-337, Aug. 2000.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 45-1–45-17, Sep./Oct. 2002.

MARQUES FILHO, A. O.; DALLAROSA, R. G.; PACHÊCO, V. B. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta: Reserva Biológica do Cuieiras – ZF2, Manaus. Acta Amazonica, v. 35, n. 4, p. 427-436, out./dez. 2005.

MARSHALL, D. C. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. **Plant Physiology**, v. 33, n. 6, 385-396, Nov. 1958.

MCCAUGHEY, J. H. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario – a case study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 31, n. 1, p. 89-101, Jan. 1985.

MCCAUGHEY, J. H.; SAXTON, W. L. Energy balance storage terms in a mixed forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 44, n. 1, p. 1-18, Nov. 1988.

MEESTERS, A. G. C. A.; VUGTS, H. F. Calculation of heat storage in stems. Agricultural and Forest Meteorology, v. 78, n. 3-4, p. 181-202, Feb. 1996.

MEIJNINGER, W. M. L.; LÜDI, A.; BEYRICH, F; KOHSIEK, W.; DEBRUIN, H. A. R. Scintillometer-based turbulent surface fluxes of sensible and latent heat over a heterogeneous land surface: a contribution to LITFASS-2003. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 121, n. 1, p. 89-110, Oct. 2006.

MEYERS, T. P.; HOLLINGER, S. E. An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 125, n. 1-2, p. 105-115, Sep. 2004.

MICHILES, A. A. S. **Taxas de armazenamento de energia e fluxos de calor nos troncos em floresta de terra firme na Amazônia central**. 2004. 215 p. (INPE-12323-TDI/992). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004. Disponível em: <a href="http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/04.29.09.28">http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/04.29.09.28</a>>.

MICHILES, A. A. S.; GIELOW, R. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. Agricultural and Forest Meteorology, v. 148, n. 6-7, p. 917-930, Jun. 2008.

MICHILES, A. A. S.; GIELOW, R.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O. Taxas de armazenamento e balanço de energia em superfície para uma área de floresta no sudoeste da Amazônia. Submetido a **Acta Amazônica**, 2007.

MONCRIEFF, J. B. Surface turbulent fluxes. In: KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; GUENNI, L. B.Ç MEYBECK, H.; PIELKE, R. A.; VÖRÖSMARTY, C.; HUTJES, R. W. A.; LÜTKEMEIER, S. (Ed.). Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system. Berlin: Springer, 2004. cap. B.4, p. 173-182.

MONTENY, B. A.; BARBIER, J. M.; BERNOS, C. M. Determination of the energy exchanges of a forest-type culture: Hevea brasiliensis. In: Hutchison, B. A.; Hicks, B. B. (Ed.) **The forest-atmosphere interaction**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1985. cap. 14, p. 211-233.

MONTGOMERY, R. B. Vertical eddy flux of heat in the atmosphere. Journal of Meteorology, v. 5, n. 6, p. 265-274, 1948.

MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, n. 1-2, p. 17-35, Oct. 1986.

MOORE, C. J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. Agricultural and Forest Meteorology, v. 38, n. 1-3, p. 147-169, Oct. 1986.

NAKAI, T; VAN DER MOLEN, M. K.; GASH, J. H. C.; KODAMA, Y. Correction of sonic anemometer angle of attack errors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 136, n. 1-2, p. 19-30, Jan. 2006.

NOGUEIRA, E. M.; FEARNSIDE, P. M.; NELSON, B. W.; BARBOSA, R. I.; KEIZER, E. W. H. Estimates of forest biomass in the Brazilian Amazon: new allometric equations and adjustments to biomass from wood-volume inventories. **Forest Ecology and Management**, v. 256, n. 11, p. 1853-1867, Nov. 2008.

NOGUEIRA, E. M.; NELSON, B. W.; FEARNSIDE, P. M. Wood density in dense forest in central Amazonia, Brazil. **Forest Ecology and Management**, v. 208, n. 1-3, p. 261-286, Apr. 2005.

OKE, T. R. Boundary layer climates. New York: Methuen, 1987. 435 p.

OLIPHANT, A. J.; GRIMMOND, C. S. B; ZUTTER, H. N.; SCHMID, H. P.; SU, H. B.; SCOTT, S. L.; OFFERLE, B.; RANDOLPH, J. C.; EHMAN, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 126, n. 3-4, p. 185-201, Nov. 2004.

OLIVEIRA, A. N. **Inventário florestal completo de um hectare de floresta densa de terra firme sobre platô da Reserva Biológica do Cuieiras**. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 2003. Comunicação pessoal.

OLIVEIRA, A. N.; AMARAL, I. L.; RAMOS, M. B. P.; NOBRE, A. D.; COUTO, L. B.; SAHDO, R. M. Composição e diversidade florístico-estrutural de um hectare de floresta densa de terra firme na Amazônia central, Amazonas, Brasil. **Acta Amazonica**, v. 38, n. 4, p. 627-642, out./dez. 2008.

PARKER, S. P. **McGraw-Hill concise encyclopedia of science & technology**. New York: McGraw-Hill, 1984. 2065 p.

PROJETO RADAMBRASIL. Folha SA. 20 Manaus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: IBGE, 1978. (Levantamento de Recursos Naturais, 18)

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in Eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. S22-S32, 2004.

SAATCHI, S. S.; HOUGHTON, R. A.; ALVALÁ, R. C. S.; SOARES, J. V.; YU, Y. Spatial distribution of aboveground live biomass in the Amazon Basin. **Global Change Biology**, v. 13, n. 4, p. 816-837, Apr. 2007.

SANTOS, R. C.; VISWANADHAM, Y.; SANTOS, J. M. Energy balance storage term in the Amazon Forest. In: CONFERENCE ON AGRICULTURAL AND FOREST METEOROLOGY, 20., 1991, Salt Lake City, USA. **Proceedings...** Boston: American Meteorological Society, 1991. v. 1, p. 203-206. SAKAI, R.; FITZJARRALD, D.; MOORE, K. E. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 12, p. 2178-2192, 2001.

SCHMID, H. P. Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 87, n. 2-3, p. 179-200, Nov. 1997.

SEARS, F. W.; SALINGER, G. L. Thermodynamics, Kinetic Theory, and Statistical Thermodynamics. New York: Addison-Wesley, 1975. 404 p.

SELLERS, W. D. **Physical climatology**. Chicago: The University of Chicago Press, 1966. 272 p.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MARQUES, A.; FISCH, G.; SILVA, V.; RIBEIRO, M. G.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Eddy-correlation measurements of energy partition for Amazonian rainforest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, n. 466, p. 1143-1162, 1984.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, R.; MARQUES, A.; FISCH, G.; SILVA, V.; NAZARÉ, M.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; CARVALHO, J. Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian forest. **Weather**, v. 40, n. 4, p. 102-108, 1985.

SILBERSTEIN, R. P.; HELD, A.; HATTON, T.; VINEY, N.; SIVAPALAN, M. Energy balance of a natural jarrah (*Eucaliptus marginata*) forest in Western Australia: measurements during the spring and summer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 109, n. 2, p. 79-104, May 2001.

SILBERSTEIN, R.P.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N.; HELD, A.; HATTON, T. J. Modelling energy balance of a natural jarrah (*Eucaliptus marginata*) forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 115, n. 3-4, p. 201-230, Mar. 2003.

SILVA, R. P. Alometria, estoque e dinâmica da biomassa de florestas primárias e secundárias na região de Manaus (AM). 2007. 152 f. Tese (Doutorado em Ciências de Florestas Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 2007.

SKAAR, C. Water in Wood. New York: Syracuse University Press, 1972. 218 p.

STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

STEWART, J. B.; THOM, A. S. Energy budgets in pine forest. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 99, n. 419, p. 154-170, Jan. 1973.

SUN, X. M.; ZHU, Z. L.; WEN, X. F.; YUAN, G. F.; YU, G. R. The impact of averaging period on eddy fluxes observed at ChinaFLUX sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 137, n. 3-4, p. 188-193, Apr. 2006.

SWINBANK, W. C. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 8, n. 3, p. 135-145, 1951.

THOMAS, C; FOKEN, T. Flux contribution of coherent structures and its implications for the exchange of energy and matter in a tall spruce canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, n. 2, p. 317-337, May 2007.

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. Micrometeorological measurements in Amazonian forest during GTE/ABLE 2A Mission. Journal of Geophysical Research, v. 95, n. D9, p. 13669-13682, Aug. 1990.

VITERBO, P.; BELJAARS, A. C. M. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. **Journal of Climate**, v. 8, n. 11, p. 2716-2748, Nov. 1995.

VOGT, R.; BERNHOFER, C.; GAY, L. W.; JAEGER, L.; PARLOW, E. The available energy over a scots pine plantation: what's up for partitioning? **Theoretical and Applied Climatology**, v. 53, n. 1-3, p. 23-31, 1996.

VON RANDOW, C.; KRUIJT, B.; HOLTSLAG, A. A. M.; OLIVEIRA, M. B. L. Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 4, p. 680-690, 2008.

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. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, 2004.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1-4, p. 223-243, Dec. 2002.

# ANEXO A – ARTIGO PUBLICADO EM PERIÓDICO INTERNACIONAL A

Revista: Agricultural and Forest Meteorology

Fator de Impacto: 2,323

**Título:** Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest

Mês e Ano de Publicação: junho de 2008.



# Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest

## Alessandro Augusto dos Santos Michiles\*, Ralf Gielow

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, CEP 12227-010, SP, Brazil

### ARTICLE INFO

Article history: Received 5 February 2007 Received in revised form 21 December 2007 Accepted 7 January 2008

Keywords: Tropical forest Energy balance Energy storage Heat Trunk Amazonia

### ABSTRACT

The thermal (physical) energy storage rates (ESR) of the above-ground components of a "terra firme" forest site in central Amazonia, Brazil, were determined for a set of typical days during the dry season of 2003 and the wet season of 2004, and their relevance to the surface energy balance was studied. To obtain the ESR for the above-ground part of the biomass (trunks, branches and litter), the temperatures of one trunk of a dominant tree species of the forest site were measured at three height levels and several radial depths. To compute the ESR in the other parts of the above-ground biomass (twigs, leaves and small size components such as palms and lianas) and the ESR atmospheric fraction, the temperature of the air was measured at four different heights inside and above the forest. The air, trunks and other biomass components contributed 35%, 40% and 25% to the total daily ESR of the forest respectively. For the hourly values during the morning, the total ESR was usually observed to be between 30 and 70 W m<sup>-2</sup>, but with maxima that can exceed 90 W m<sup>-2</sup>; during rain events minima as low as  $-200 \text{ Wm}^{-2}$  were observed. During the night and at dawn and dusk, the total ESR may constitute a sizable fraction of the net radiation, on some occasions equaling, or even exceeding it. On a daily basis, values of the total ESR were observed to be between -40% and 5% of the net radiation, depending on the weather conditions during the day. Further, the inclusion of the ESR to compute the surface energy balance improves its closure, mainly during the daylight period and, particularly, during the morning hours; but the best closure occurs for the days in which the daily balance of the total ESR is positive. Finally, simplified expressions are presented for those components of the ESR which do not depend on trunk temperature. © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

#### 1. Introduction

The Amazonian forest, with more than 6.3 million km<sup>2</sup>, comprises 37% of the tropical rainforests remaining on Earth. Of this area 80% to 90% consists of several types of non-flooded ("terra firme") forests, with high biomass values and great biodiversity (Ayres, 1995).

The vastness of this dense and continuous forest, that is subjected to high humidity, strong incident solar radiation and intense convection, has led to several studies and experiments aimed at understanding the exchanges of energy, humidity and carbon between the forest and the atmosphere. The study reported here was part of the "Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia" (LBA), an international

doi:10.1016/j.agrformet.2008.01.001

<sup>\*</sup> Corresponding author. Present address: Divisão de Clima e Meio Ambiente, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Avenida dos Astronautas, n. 1758 - Jardim da Granja, São José dos Campos – São Paulo, CEP 12227-010, Brazil. Tel.: +55 12 3945 6184; fax: +55 12 3945 6666. E-mail addresses: michiles@cptec.inpe.br (A. Michiles), ralf@cptec.inpe.br (R. Gielow).

<sup>0168-1923/\$ -</sup> see front matter () 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

Soc

### Nomenclature

A <sub>B</sub>	basal area of the trees (m <sup>2</sup> )
A <sub>G</sub>	ground area of the forest site (m <sup>2</sup> )
В	rate of energy absorption for respiration and
	photosynthesis (W m <sup>-2</sup> )
C <sub>br</sub>	specific heat of the branches (J kg <sup><math>-1</math></sup> °C <sup><math>-1</math></sup> )
C <sub>cel</sub>	specific heat of cellulose (J kg <sup><math>-1</math></sup> °C <sup><math>-1</math></sup> )
Clv	specific heat of the leaves $(J \text{ kg}^{-1} \circ \text{C}^{-1})$
Cn	constant pressure specific heat of air
F	$(J kg^{-1} \circ C^{-1})$
Ctr	specific heat of the "average" trunk ( $J \text{ kg}^{-1} \circ C^{-1}$ )
Ctw	specific heat of the twigs $(J \text{ kg}^{-1} \circ C^{-1})$
C <sub>w</sub>	specific heat of water (J kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )
d <sub>bh</sub>	diameter measured at the height of 1.6 m of
_	each trunk (m)
E <sub>BR</sub>	energy balance ratio (dimensionless)
E <sub>IP</sub>	energy imbalance percentage (dimensionless)
F	surface heat flux (W)
G	heat flux density in the soil (W $m^{-2}$ )
Н	sensible heat flux density (W m <sup>-2</sup> )
L	latent heat of vaporization of water (J kg $^{-1}$ )
LE	latent heat flux density or evapotranspiration
	rate (W m <sup><math>-2</math></sup> )
$m_{ m br}$	mass of the branches per unit of ground area
	$({\rm kg}{\rm m}^{-2})$
$M_{\mathrm{f}}$	mass of a tree (kg)
$m_{ m lv}$	mass of the leaves per unit of ground area
	$({\rm kg}{\rm m}^{-2})$
$m_{ m lt}$	mass of organic matter deposited on the ground
	of the forest per unit of ground area (kg m $^{-2}$ )
$m_{oc}$	mass of the small size vegetation components
	per unit of ground area (kg $m^{-2}$ )
$m_{\rm tr}$	mass of the trunks per unit of ground area
	$({\rm kg}{\rm m}^{-2})$
$m_{tw}$	mass of the twigs per unit of ground area
	$({\rm kg}{\rm m}^{-2})$
Ν	number of trees found in the forest site
Р	rainfall (mm)
q	specific humidity of air (kg kg <sup>-1</sup> )
Q <sub>SD</sub>	quadratic stand diameter (m)
$q_{\rm br}$	moisture content in the branches (kg kg $^{-1}$ )
$q_{lv}$	moisture content in the leaves $(kg kg^{-1})$
q <sub>tr</sub>	moisture content in the "average" trunk
-	$(kg kg^{-1})$
q <sub>tw</sub>	moisture content in the twigs (kg kg $^{-1}$ )
R	trunk radius (m)
R <sub>n</sub>	net radiation ( $W m^{-2}$ )
r <sub>pd</sub>	radius correspondent to the depth $d$ (m)
S	total above-ground thermal energy storage rate
	in the forest (W $m^{-2}$ )
$S_{air}$	total energy storage rate in the air (W $m^{-2}$ )
S <sub>bio</sub>	total energy storage rate in the biomass (W $m^{-2}$ )
Sbr	energy storage rate in the branches (W $m^{-2}$ )
Slv	energy storage rate in the leaves (W m <sup><math>-2</math></sup> )
Slt	energy storage rate in the organic matter depos-
	ited on the ground of the forest (W $m^{-2}$ )
	~ / /

	components (W m <sup>-2</sup> )
$S_q$	energy storage rate in the air related to the
	specific humidity variations (W m $^{-2}$ )
$S_{\mathrm{T}}$	energy storage rate in the air related to the
	temperature variations (W ${ m m}^{-2}$ )
S <sub>tr</sub>	energy storage rate in the trunks (W ${ m m}^{-2}$ )
$S_{tw}$	energy storage rate in the twigs (W ${ m m}^{-2}$ )
Т	air temperature (°C)
t	time (s)
$T_{tr}$	trunk temperature (°C)
$V_{\rm cil}$	cylindrical volume of a trunk (m <sup>3</sup> )
V <sub>con</sub>	conical volume of a trunk (m³)
z <sub>r</sub>	reference level for integration (m)
Creal	lettere
Greek	letters
$\Delta c$	correction factor due to the moistening heat of
	the dry cellulose pores (J kg <sup><math>-1</math></sup> °C <sup><math>-1</math></sup> )
$\eta_r$	relative humidity of the air (%)
ρ <sub>a</sub>	air density (kg m <sup><math>-3</math></sup> )
$\rho_{tr}$	fresh trunk density (kg m $^{-3}$ )
$\vartheta_i$	trunk form factor (dimensionless)
-	

energy storage rate in the small size vegetation

experiment led by Brazil. We studied the surface energy balance, with special emphasis on the above-ground thermal energy storage rates (ESR) and the trunk heat fluxes.

Measuring the surface energy flux density (W m<sup>-2</sup>) over forests is an essential prerequisite to modeling the soilvegetation-atmosphere interaction. Yet, the lack of closure of the surface energy balance (SEB) remains one of the major concerns in micrometeorology, and is a specially serious problem over tall vegetation (Lee, 1998). Further, it is difficult to measure the energy exchanges in a tropical forest due to the great heterogeneity of species and sizes of their trees (Monteny et al., 1985). Typically, the sum of the measured components of the energy balance represents 70–90% of the measured net radiation (Heusinkveld et al., 2004). Several explanations have been proposed, such as instrumental uncertainties, and the non-inclusion of components which are important for some vegetation covers or certain time scales.

In Amazonian forest, the thermal ESR in the volumes occupied by the above-ground parts of the vegetation and by the adjoining air parcels, may be an important component of the local energy balance for short time periods, generally smaller than one day. According to Stewart and Thom (1973), Aston (1985), McCaughey (1985), Moore and Fisch (1986), McCaughey and Saxton (1988) and Silberstein et al. (2001), the hourly values of the ESR in a forest may constitute a significant fraction of the net radiation, particularly at sunrise and sunset, and during cloudy or rainy periods, when they may be of similar magnitude to the net radiation. Moore and Fisch (1986) determined the total ESR for "terra firme" forest in the Reserva Ducke (central Amazonia), from measured air temperatures and humidity, plus trunk temperatures measured inside a tree whose diameter was close to the mean tree diameter. Its trunk was instrumented at three heights and one radial depth, which was determined by theoretical considerations. They

found hourly values which frequently exceeded 50 W m<sup>-2</sup> and with daily maximum values reaching 80 W m<sup>-2</sup>. Around dusk and dawn the ESR was found to exceed 50% of the net radiation. Moore and Fisch presented simplified expressions for estimating the ESR components from changes in air temperature and humidity above the canopy.

The inclusion of the ESR in soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) models is an important component of the continuing improvement in numerical weather prediction and climate models: especially for simulating short time-scale phenomena in dense and tall forests. Silberstein et al. (2003), as a first attempt, included the forest ESR in a SVAT model using the "Force-Restore" method (Deardorff, 1978) to parameterize the ESR in the trunks. Recently, Haverd et al. (2007) have presented an analytical method for calculating the ESR in the trunks; it is independent of measured biomass temperatures, and includes the radiation effects on the trunks. This method was incorporated in a multi-layer SVAT model and it was applied to a 40 m tall Australian temperate Eucalyptus forest. The results showed that the inclusion of the total ESR improved both the energy balance closure, and the agreement between measured and modeled fluxes of sensible and latent heats.

The main objectives of the present work were the determination and characterization of the components of the total ESR and the verification of its relevance to the SEB in a "terra firme" central Amazonian forest, using both dry and wet season data. The specific objectives were: (i) to estimate the ESR of all the above-ground components of the forest (litter, palms and lianas, trunks, twigs, branches and leaves); (ii) to obtain simplified expressions for the computation of the total ESR using hourly measurements of air temperature and humidity.

### 2. Site

The measurements were made in the Reserva Biológica do Cuieiras, also known as ZF2 (02°36′45″ S, 60°12′40″ W, 150 m asl), in central Amazonia, 50 km northwest of Manaus, Brazil. The climate is typical of central Amazonia, with an average monthly rainfall above 150 mm from October to June, with only July to September having lower values; with more than 300 mm per month, March and April are the rainiest months, and August, with values below 100 mm, is the driest. The average relative humidity is always above 80%, and the monthly average temperatures vary between 25 °C in July and 27 °C in November. The average daily maxima oscillate between 31 °C in February and 33 °C in September, while the minima are between 21 °C in July and 23 °C in March (Marques Filho et al., 2005).

### 2.1. Instruments and measurements

The data were collected in two phases: (i) the dry season, between 15 August and 13 September, 2003, and (ii) the wet season, between 14 March and 12 April 2004. Measurements of rainfall, incident and reflected shortwave radiation, incident and emitted longwave radiation, air relative humidity and temperature, and soil heat flux were made using an automatic weather station installed on the 54 m micrometeorological tower (02°36′31″ S, 60°12′31″ W) located in the Reserva Biológica do Cuieiras, described as tower K34 by Araújo et al. (2002).

Rainfall was measured with a tipping bucket raingauge (ARG-100 model, Didcot Instruments, Abingdon, UK) installed at 51.4 m. The short and longwave radiations components were measured with two pyranometers and two pyrgeometers (respectively CM-21 and CG-1 models, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands) installed at 44.6 m. The air relative humidity and temperature were measured by a thermo-hygrometer (HMP-35 A model, Vaisala Inc., Helsinki, Finland) installed at 51.1 m. A heat flux plate (SH1 model, Hukseflux Thermal Sensors, Delft, The Netherlands), buried at 1 cm below the ground surface, was used for the measurement of the soil heat flux. These sensors provided measurements every minute and half hour averages were recorded. Sensible and latent heat fluxes data were obtained by an eddy correlation system composed of a three-axis sonic anemometer (1012R2A Solent model, Gill Instruments, Lymington, UK) and a fast-response infrared gas analyzer (6262 model, LI-COR Inc., Lincoln, USA), installed at 53.1 m. Also, a vertical profile of temperature was obtained using resistance thermometers (PT100, HMP-35 A model, Vaisala Inc., Helsinki, Finland) installed at 15.6, 28.0, 35.5 and 42.5 m on the tower. For more details about the site, instruments and measurements, see Andreae et al. (2002) and Araújo et al. (2002).

To compute a vertical humidity profile, the measures of air temperature and relative humidity at 51.1 m height were used to obtain two quadratic regressions, one for the dry season days (Eq. (1),  $R^2 = 0.95$ ) and another for the wet season ones (Eq. (2),  $R^2 = 0.90$ ):

$$\eta_{\rm r} = -0.11T^2 + 1.43T + 116.71 \tag{1}$$

and

$$\eta_{\rm r} = -0.30T^2 + 12.37T - 28.86 \tag{2}$$

where  $\eta_r$  and T are, respectively, the air relative humidity and temperature. These expressions, using the temperatures measured at the 15.6, 28.0, 35.5 and 42.5 m levels, were used to compute the corresponding relative humidity at the same levels.

To obtain the trunk temperatures, one tree of a dominant species was selected from the study by Oliveira et al. (2002) as being representative of the site (see next Section). The north face of its trunk was instrumented with 10 type K (chromium-aluminium) thermocouples, which were inserted at heights of 1.5, 9.0 and 18.0 m. Four of these thermocouples were installed at the first height level (1.5 m) at depths of 0.5, 3.0, 10.0 cm and at the center of the trunk (15.1 cm), with the last one dependent on the diameter at breast height (DBH) of the tree (approximately at 1.6 m). At the second (9.0 m) and the third (18.0 m) height levels, the thermocouples were inserted at depths of 0.5, 3.0 and 10.0 cm. The temperatures were measured once per minute and recorded as 10 min averages on a data logger (CR-10 model, Campbell Scientific Inc., Shepshed, UK).

### 2.2. Characteristics of the forest

The Reserva Biológica do Cuieiras is covered by a typical "terra firme" Amazonian forest, with a large number of tall, thin trees. The heights of most of them are between 14 and 25 m, but there are some reaching up to 44 m (Oliveira et al., 2002).

The canopy is uniform and presents a rough aspect, with contiguous spherical crowns, which results in only about 7% of the shortwave radiation reaching the ground.

Oliveira et al. (2002) effected a survey of all trees with DBH greater than 10 cm, in two East–West transects of 500 imes 10 m<sup>2</sup> (1 ha in total) of the "terra firme" forest of the Reserva Biológica do Cuieiras. They found 670 trees, distributed among 48 families, 133 genera and 245 species. Among the most frequent species were Eschweilera micrantha, Chrysophyllum sanguinolentum and Licania davillifolia. Using the complete data set of this survey, provided by Oliveira (personal communication, 2003), the spatial parameters, the density and the specific heat were evaluated in order to classify the trees. The "average" one, adequate for the purposes of this work, was then chosen (Section 2.5).

#### 2.3. Evaluation of the spatial parameters of the trees

Oliveira et al. (2002) found that the average value of the DBH of the total set of 670 trees was 20.8  $\pm$  14.5 cm, while 494 (74%) of them presented a DBH  $\leq$ 23.6 cm; the distribution of the DBH was a negative exponential, which is typical in the region and also shows the absence of severe perturbations in the site.

Moore and Fisch (1986) measured the 40 trees with DBH greater than 15 cm lying inside the 30 m circle that included their instrumented tree at Reserva Ducke. They determined that their tree density was 0.014 trees m<sup>-2</sup>, with an average DBH equal to 41  $\pm$  3 cm and an average height of 30.1  $\pm$  0.7 m. For the present Cuieiras site, considering DBHs greater than 15 cm, these values were equal to 0.037 trees m  $^{-2}$  , 28  $\pm$  4 cm and  $23.5 \pm 5.7$  m, respectively. There were thus marked differences between the two sites. The basal area of each tree was computed from its DBH  $(d_{bb})$  through:

$$A_{\rm B} = \pi \frac{\left(d_{\rm bh}\right)^2}{4} \tag{3}$$

giving the total basal area  $(A_{BT})$  for the whole set (N = 670) as 33.85 m<sup>2</sup>. Because of the high value of the standard deviation of the DBHs (14.5 cm for the average of 20.8 cm), the average tree was chosen by calculating the quadratic stand diameter (Q<sub>SD</sub>) of the forest (Cummings et al., 2002), i.e.:

$$Q_{\rm SD} = \sqrt{\frac{4 \times (A_{\rm BT}/N)}{\pi}} \tag{4}$$

giving a value of 25.36 cm.

#### 2.4. Determination of the density and the specific heat

The density (of fresh biomass) and the specific heat of the trunks were needed to classify the trees and to choose one of them to be instrumented with trunk thermometers. Also, the specific heats of the branches, twigs, leaves, litter and small size components (palms and lianas) were required to carry out the procedures described in the following sections. These were obtained as explained below.

To determine the density of the trunks, cores were collected from some dominant tree species (Eschweilera micrantha, Chrysophyllum sanguinolentum and Licania davillifolia)

and their moisture contents were then determined at a specialized laboratory of the Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). In addition, the values of the dry densities presented by Fearnside (1997) and Nogueira et al. (2005) for species of the forests of central Amazonia, and the moisture content presented by Higuchi et al. (1998) for the Reserva Biológica do Cuieiras were used.

The specific heat c<sub>tr.br.tw</sub> (trunks, branches and twigs) for the fresh biomass was determined as a function of the specific heat of cellulose  $c_{cel}$ , of the moisture content  $q_{tr,br,tw}$  and of the specific heat of water cw through the following equation, given by Marshall (1958):

$$c_{\rm tr,br,tw} = \frac{c_{\rm cel} + q_{\rm tr,br,tw} c_{\rm w}}{1 + q_{\rm tr,br,tw}} + \Delta c \tag{5}$$

in which  $\Delta c$  is a correction factor due to the moistening heat of the pores of the dry cellulose and ccel was obtained as a function of the annual average temperature of the air at the Reserva Biológica do Cuieiras, as follows (Moore and Fisch, 1986):

$$c_{cel} = 1113 + 4.85\overline{T}$$
 (6)

For the calculation of the specific heat of the leaves  $(c_{lv})$  the following expression, adapted from Blanken et al. (1997), was used:

$$c_{lv} = q_{lv} + (1 - q_{lv})c_{cel}$$
 (7)

in which  $q_{lv}$  is the moisture content of the leaves (Higuchi et al., 1998). The specific heat of the twigs was also used for the litter, because no litter moisture content measurements were available. For the small size components, the specific heat of the leaves was used, since these components are mostly palms, which are composed predominantly of leaves.

#### 2.5. Evaluation of the distribution of the above-ground biomass and choice of the average tree

The determination of the biomass per unit ground area of the forest is necessary for the calculation of the ESR in each biomass component. This may be achieved using empirical relationships and published data. Thus, with the measured DBH values, the total fresh biomass M<sub>f</sub> was estimated for each individual of the set, through the expressions presented by Higuchi et al. (1998): For DBH <20 cm:

$$M_{f} = e^{[-1.754 + 2.665 \ln(d_{bh} \times 100)]}$$
(8)

and for DBH  $\geq$ 20 cm:

$$M_{\rm f} = e^{[-0.151 + 2.170 \ln(d_{\rm bh} \times 100)]} \tag{9}$$

According to the results obtained for the Reserva Biológica do Cuieiras by Higuchi and Carvalho (1994), the average contribution of each component to the total fresh biomass of a tree M<sub>f</sub> is: 65.6% for the trunk; 17.8% for the branches; 14.6% for the twigs and 2.0% for the leaves. These values were used to estimate the fresh masses per unit ground area for the trunks  $m_{\rm tr}$ , for the branches  $m_{\rm br}$ , for the twigs  $m_{\rm tw}$ , and for the leaves  $m_{\rm lv}$ .

Table 1 – Number of trees (N), total basal area ( $A_B$ ), quadratic stand diameter ( $Q_{SD}$ ), density ( $\rho$ ) and specific heat (c) of the dominant tree species, plus fresh masses per unit of ground area (m) for the trunks, branches, twigs, leaves, litter and small size components found in one hectare of the "terra firme" forest of the Reserva Biológica do Cuieiras

Tree species	Ν	$A_{\rm B}$ (m <sup>2</sup> )	Q <sub>SD</sub> (cm)	ho (kg m <sup>-3</sup> )	c (J kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	$m  ({ m kg}  { m m}^{-2})$
Aspidosperma oblongum	2	1.48	96.93	1187 <sup>c</sup>	2398	-
Eschweilera micrantha	36	1.36	21.94	1242 <sup>a</sup>	2527	-
Eschweilera atropetiolata	11	1.14	36.29	1138 <sup>c</sup>	2398	-
Pouteria gongrijpii	19	1.01	26.02	1180 <sup>b</sup>	2398	-
Licania davillifolia	11	0.97	33.55	1261 <sup>a</sup>	2396	-
Swartzia reticulata	9	0.96	36.83	1166 <sup>c</sup>	2398	-
Dinizia excelsa	7	0.87	39.80	1410 <sup>b</sup>	2398	-
Chrysophyllum sanguinolentum	17	0.85	25.26	1265 <sup>a</sup>	2473	-
Cariniana decandra	3	0.83	59.40	913 <sup>c</sup>	2398	-
Leonia glycycarpa	2	0.80	71.54	1116 <sup>b</sup>	2398	-
Average trunk	-	-	25.36	1128	2407	43.79
Tree components						
Branches	-	-	-	-	2398	11.88
Twigs	-	-	-	-	2457	9.75
Leaves	-	-	-	-	2769	1.34
Litter	-	-	-	-	2457	3.79
Smal size	-	-	-	-	2769	1.80

<sup>a</sup> INPA.

<sup>b</sup> Fearnside (1997).

<sup>c</sup> Nogueira et al. (2005).

The fine litter was estimated by Luizão and Schubart (1987) for the Reserva Biológica do Cuieiras to be approximately 7.9 t ha<sup>-1</sup>. The coarse litter, according to Summers (1998) and Chambers et al. (2000), is up to 30 t ha<sup>-1</sup>. Finally, the average biomass of the small living components of 20 Amazonian sites was estimated by Cummings et al. (2002) as 18 t ha<sup>-1</sup>.

The results for the 10 dominant species (number of trees, quadratic stand diameter, and density), ordered according to their total basal area, are presented in Table 1, together with their specific heats, plus the fresh mass per unit ground area of each of the biomass components.

Finally, a tree of the species *Chrysophyllum sanguinolentum* was selected from the set of Oliveira (personal communication, 2003) to measure the trunk temperatures, because its quadratic stand diameter was very close to the value calculated for the forest, while both its density and specific heat are close to the ones estimated for the average trunk.

### 3. Theory

In this work, the expression "energy storage" is preferred to "heat storage", because it is conceptually more appropriate. According to its thermodynamics definition, heat is that form of energy in transit due to a temperature difference between the source from which the energy is coming and the sink toward which it is going. Thus, heat is a form of kinetic energy and it is transferred in three ways: conduction, convection and radiation. The energy is not heat before it starts to flow or after it has ceased to flow (see Sears and Salinger, 1975; Parker, 1984, p. 839–842).

Thus, the above-ground thermal energy storage rate S is defined as the rate of change of energy stored in a volume V due to heat flux F through the external surface of this volume per unit ground area  $A_G$ . That is:

$$S = \frac{F}{A_G} = \frac{1}{A_G} \frac{d}{dt} \int_{V} \rho c T dV$$
(10)

in which  $\rho$ , c and T are the density, specific heat and temperature, respectively, of the material that composes the volume V.

The total ESR in a forest is composed of terms representing storage in the air (S\_{air}) and in the biomass (S\_{bio}), that is:

$$S = S_{air} + S_{bio}$$
(11)

The ESR in the air has components, resulting from the changes in the temperature in the air  $S_T$  and the specific humidity  $S_q$ :

$$S_{air} = S_T + S_q \tag{12}$$

The ESR in the biomass of the forest is subdivided into six parts, as follows:

$$S_{bio} = S_{tr} + S_{br} + S_{tw} + S_{lv} + S_{lt} + S_{oc}$$
 (13)

where  $S_{tr}$ ,  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$ ,  $S_{lv}$ , are the ESR in the trunks (stems), branches, twigs, and leaves, respectively and,  $S_{lt}$  is the ESR in the litter, i.e. the organic matter deposited on the ground of the forest, and  $S_{oc}$  is the ESR in the small size components of the biomass, such as palms and lianas. Among these terms,  $S_{tr}$ is the largest, and its determination is the most difficult, because it depends on the measurement of internal and/or superficial temperatures of the trunks. Moreover, knowledge of the thermal properties and the spatial dimensions of the trunks is necessary. However, the main difficulty is the nonhomogeneity caused by the large number of species which occur in natural forests, especially in the humid tropics. This variation gives a large range in the spatial dimensions and thermal properties of the trunks.

### 3.1. Vertical division of the forest

To determine the total ESR, the soil-vegetation-atmosphere interface was divided into layers of different thickness. For this division, the average height of the 670 trees (19.0  $\pm$  6.6 m) of the hectare was considered. Thus, to calculate the ESR in the air, the interface was divided into five layers. The first layer starts at the surface of the soil,  $z_{1,air} = 0$ , up to the height of 20 m. The second one initiates at the height  $z_{2,air} = 20$  m and has a thickness of 11 m. The third layer is between the heights  $z_{3,air} = 31 \text{ m}$  and  $z_{4,air} = 40 \text{ m}$ , with a thickness of 9 m; the fourth one has a thickness of 7 m. The fifth layer is between the heights  $z_{5,air} = 47 \text{ m}$  and  $z_{6,air} = 53 \text{ m}$ , with a thickness of 6 m. To determine the ESR in the biomass, four layers were considered. The first layer initiates at  $z_{1,bio} = 0$ , up to 6 m, and it is constituted by the first trunk parcel, plus the litter and the small size components (palms and lianas). The second layer starts at the height  $z_{2,bio} = 6$  m, has a thickness of 6 m, and it corresponds to the second trunk parcel. The third layer, initiating at z<sub>3,bio</sub> = 12 m with a thickness of 6 m, corresponds to the third and last trunk parcel. The fourth layer, which is located between  $z_{4,bio} = 18 \text{ m}$  and  $z_{5,bio} = 20 \text{ m}$ , that is, with a thickness of 2 m, was chosen as that one where the branches (basal diameter  $\geq$ 10 cm), the twigs and the leaves are concentrated.

### 3.2. Energy storage rate in the air

Considering an elementary volume of air with height dz and surface area dA through which the heat flows vertically, the ESR in the air due to the temperature variations  $S_T$ , is given by Eq. (10) as:

$$S_{\rm T} = \frac{A}{A_{\rm G}} \int_{0}^{z_{\rm r}} \rho_{\rm a} c_{\rm p} \frac{dT}{dt} dz$$
(14)

in which  $\rho_a$ ,  $c_p$  and T are the density, the specific heat at constant pressure and the temperature of the air volume, respectively, and  $z_r$  is the reference level for integration. Assuming that the area A where the vertical flow of heat occurs is approximately equal to the ground area of the forest,  $A_G$ , because the air occupies around 99.7% (=100 × ( $A_G - A_{BT}$ )/ $A_G$ ) of the total area of the forest, and also assuming that  $\rho_a$  and  $c_p$  are constants, Eq. (14) reduces to:

$$S_{\rm T} = \rho_{\rm a} c_{\rm p} \int_{0}^{z_{\rm r}} \frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t} \mathrm{d}z \tag{15}$$

Considering l horizontal layers of variable thickness  $\Delta z_i$  and with  $\Delta \overline{T}_i$  as the change in average air temperature for each layer i in a time interval  $\Delta t$  (equal to 1 h), Eq. (15) expressed in finite differences becomes:

$$S_{T} = \frac{\rho_{a}c_{p}(1+0.84\overline{q})}{\Delta t} \sum_{i=1}^{l} \sum_{k=1}^{n} \Delta \overline{T}_{ik} \Delta z_{i}$$
(16)

in which the index k represents the time interval over which the ESR is calculated (k = 1, 2, ..., n; n = 24 h), and the term  $0.84\overline{q}$ 

takes into account the energy storage rate due to the water vapor in  $S_T$  (Silberstein et al., 2001).

Analogously, the ESR in the air due to the variation of specific humidity is given by:

$$S_{q} = \frac{\rho_{a}L}{\Delta t} \sum_{i=1}^{l} \sum_{k=1}^{n} \Delta \overline{q}_{ik} \Delta z_{i}$$
(17)

where L is the latent heat of vaporization and  $\overline{q}$  is the average specific humidity of the air.

### 3.3. Energy storage rate in the trunks

Considering the heat that flows through the surface of the representative trunk of a dominant species of the forest  $F_r$ , the ESR in the trunks is given by Eq. (10) expressed in cylindrical coordinates:

$$S_{tr} = N \frac{F_r}{A_G} = \frac{N}{A_G} \int_0^{z_r} \int_0^{2\pi} \int_0^R \rho_{tr} c_{tr} \frac{dT_{tr}}{dt} r dr d\theta dz$$
(18)

in which  $\rho_{tr}$ ,  $c_{tr}$ ,  $T_{tr}$  and R are the fresh density, specific heat, temperature and radius of the trunk, respectively; N is the number of individuals found in the area studied. Thus, considering that  $\rho_{tr}$  and  $c_{tr}$  are radially and vertically constant, Eq. (18) becomes:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_G} 2\pi \rho_{tr} c_{tr} \int_0^{z_r} \left( \int_0^R \frac{dT_{tr}}{dt} r dr \right) dz$$
(19)

For a better estimate of the trunk heat flux, the "average" trunk was used: it represents the mean characteristics of the complete set of the 670 trees 1 ha sample in terms of the quadratic stand diameter, density and specific heat (Table 1). So, to compute the ESR in the trunks, the temperature time series measured in the representative trunk of a dominant species (*Chrysophyllum sanguinolentum*) and the properties of the average trunk were used. Each one of the trunk layers was divided into *m* concentric cylindrical rings *j* of variable widths  $r_j - r_{j-1}$  ( $r_0 = 0$ ), and the average temperature  $\overline{T_{tr}}$  of each ring was measured. Then, the ESR in the trunks was obtained through Eq. (19) expressed in finite differences:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_G} \frac{\pi \rho_{tr} c_{tr}}{\Delta t} \sum_{i=1}^{l} \sum_{j=1}^{m} \sum_{k=1}^{n} (\Delta \overline{T}_{tr})_{ijk} (r_j^2 - r_{j-1}^2)_i \Delta z_i \vartheta_i$$
(20)

where  $\vartheta_i$  is the trunk form factor (Blanken et al., 1997), which is defined as the ratio of the trunk considered as a conical volume to that assuming the trunk as a cylinder, used to obtain the surface heat flux  $F_r$ . Thus:

$$\vartheta_{i} = \frac{(V_{con})_{i}}{(V_{cil})_{i}}$$
(21)

For each layer i, the conical and cylindrical volumes are given by:

$$(V_{con})_i = \pi \frac{\Delta z_i}{3} (R_{low}^2 + R_{low}R_{upp} + R_{upp}^2)_i$$
 (22)

and

$$(V_{\rm cil})_i = \pi \Delta z_i R_i^2 \tag{23}$$

where  $(R_{low})_i$  and  $(R_{upp})_i$  are, respectively, the radii measured in the lower and upper levels of the layer and  $R_i$  is the radius measured at the level in which the thermocouples were inserted. The value of  $Q_{SD}$  was used to obtain  $(R_{low})_i$ ,  $(R_{upp})_i$  and  $R_i$  of the average trunk. Thus, for the first layer,  $(R_{low})_1 = R_1 = Q_{SD}/2$ . To calculate  $(R_{upp})_1$  and the radii in the second and third layers, a quadratic regression between the diameters and the measured heights  $(h_m)$  of the representative trunk was determined, and the intercept was replaced by  $Q_{SD}$ . Thus, the radii (R) were estimated through:

$$2R = 0.004h_{\rm m}^2 - 0.46h_{\rm m} + Q_{\rm SD} \tag{24}$$

Determining the ESR in the trunks (Eq. (20)), requires the areas of the cylindrical rings, into which the trunks were divided, for each layer. Thus, after the determination of the distances ( $r_{pd}$ ) between the axis of the trunk and each one of the thermocouples, logarithmic averages between neighboring pairs of  $r_{pd}$  were computed and used as the radii of the circles which separate each ring from its neighbor; that is (Coimbra, 1960, p. 250–251):

$$(r_{j})_{i} = \left(\frac{r_{pd} - r_{pd-1}}{\ln r_{pd} / r_{pd-1}}\right)_{i}$$
(25)

Therefore, the area of each cylindrical ring is given by  $A_{ij} = \pi (r_j^2 - r_{j-1}^2)_i$ , for j = 1, 2, ..., m; for  $j = 1, r_0 = 0$ , that is, the most central area is a circle. In this way, the inner-most thermocouple measured the temperature series inside the circular area around the axis of the trunk, while the other thermocouples correspond to the cylindrical rings, with thicknesses that decrease toward the external surface of the trunk, because the temperature gradients are higher near this surface.

# 3.4. Energy storage rates in the other components of the biomass

The ESR in the twigs, leaves and small size components (palms and lianas), is obtained through:

$$S_{tw,lv,oc} = \frac{1}{A_G} \int_{V} \rho_{tw,lv,oc} c_{tw,lv,oc} \frac{dT}{dt} dV$$
(26)

in which  $\rho$  and c are, respectively, the density and the specific heat estimated for each one of these components at the site and dT/dt is the rate of change of the air temperature at a specific level i. Assuming that  $\rho$  and c are constants gives:

$$S_{tw,lv,oc} = \frac{\rho_{tw,lv,oc} V_{tw,lv,oc}}{A_G} c_{tw,lv,oc} \frac{dT}{dt}\Big|_i$$
(27)

As the fresh biomass per unit ground area is  $m = \rho V/A_G$ , Eq. (27) expressed as finite differences becomes:

$$S_{\text{tw,lv,oc}} = \frac{m_{\text{tw,lv,oc}} c_{\text{tw,lv,oc}}}{\Delta t} \sum_{k=1}^{n} \Delta \overline{T}_{ik}$$
(28)

The air temperature series measured at the level of 28.0 m was used for the leaves, and that measured at 15.6 m was used for the twigs and small size components.

Analogously, the ESR in the branches and litter is given by:

$$S_{\text{br,lt}} = \frac{m_{\text{br,lt}} c_{\text{br,lt}}}{\Delta t} \sum_{k=1}^{n} (\Delta \overline{T_{\text{tr}}})_{ijk}$$
(29)

in which *m* and *c* are, respectively, the fresh biomass per unit ground area and the specific heat estimated for each one of these components at the site. The temperature series measured at the representative trunk at the levels of 18.0 (3.0 cm) and 1.5 m (0.5 cm) respectively were used for the branches and the litter.

# 3.5. Calculation of the surface energy balance and its closure

Considering that the forest is extensive and relatively opaque to radiation, and that the surface is relatively horizontal, its energy balance may be expressed in terms of the vertical fluxes of energy through the canopy (Sellers, 1966; Arya, 2001). Thus, for a dense forest, as this Amazonian one, for short periods of time (generally less than one day), the simplified equation of the energy balance can be written as:

$$R_n = H + LE + B + S + G \tag{30}$$

in which R<sub>n</sub> is the net radiation, H is the sensible heat flux, LE is the latent heat flux due to evapotranspiration, B is the rate of energy absorption for respiration and photosynthesis (biochemical storage), S is the ESR in the forest, and G is the heat flux into the soil. Often, the balance does not close, due to errors in the measurements and methodology. For the case of humid forests, among the non-radiation terms, the dominant one is the latent heat flux, which is of similar magnitude to the net radiation, while the sensible heat flux and the heat flux into the soil are smaller; the biochemical storage term is relatively low with values between 0.5% and 5% of the net radiation (Araújo et al., 2002; Malhi et al., 2002). The ESR for forests with tall trees and their associated large biomass, which is the case here, may appear as a significant term, mainly for short periods of time, from a few hours to up to one day.

The energy balance closure was evaluated using two methods adapted from Wilson et al. (2002). The first one was to obtain the linear regression coefficients (intercept and slope) and the coefficient of determination ( $R^2$ ) between one-hourly estimates of the sum of the non-radiation energy flux densities (H + LE + S + G) and the net radiation ( $R_n$ ). B was excluded due to its small value and because there were no carbon flux data available for the days considered in this study. The ideal closure is represented by an intercept of 0, a slope of unity and an  $R^2 = 1$ . The second method was to

calculate the energy balance ratio  $(E_{BR})$  between the cumulative sum H + LE + S + G and  $R_n$  over specified time periods. Here,  $E_{BR}$  is defined as:

$$E_{BR} = \frac{\sum (H + LE + S + G)}{\sum R_n}$$
(31)

In addition, the energy imbalance percentage ( $E_{\rm IP}$ ) can be calculated to indicate the magnitude of the SEB non-closure over each specified time period. Where:

$$E_{IP} = |1 - E_{BR}| \times 100$$
 (32)

### 4. Results and discussion

All the terms making up the total above-ground thermal energy storage rate ( $S_T$ ,  $S_q$ ,  $S_{tr}$ ,  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$ ,  $S_{lv}$ ,  $S_{lv}$ ,  $S_{lt}$ ,  $S_{oc}$ ) and the surface energy balance, were computed for 20 days with complete data, that is, 10 for the period 15–24 August, during the dry season of 2003, and 10 for the period 2–11 April, during the wet season of 2004. Fig. 1 presents the day-averaged hourly variation of the air temperature and relative humidity at 15.6 m. Fig. 2 shows the day-averaged hourly variation of the arenergy flux densities and of the rainfall during the same period.

The day-averaged hourly behavior of the temperatures measured at 1.5 m in the trunk of the *Chrysophyllum* sanguinolentum specimen is shown in Fig. 3. The amplitude of the temperature series increases from the center toward the surface of the trunk, and the inner-most temperature (at the center) may show a phase delay of up to 8 h relative to the outer-most (in the bark). As expected, there is a difference between the thermal amplitudes of the series measured during the dry and the wet seasons.

### 4.1. Above-ground thermal energy storage rates

The day-averaged hourly variation of the storage terms  $S_{air}$ ,  $S_{tr}$ ,  $S_{um}$  ( $S_{br} + S_{tw} + S_{lv} + S_{lt} + S_{oc}$ ) together with the total ESR, S, during the selected days, is shown in Fig. 4. When  $S_{air}$  reached

its maximum values, generally at about 08 LT, with peaks up to 70 W m<sup>-2</sup>, it was on average equal to about 60% of the value of S. The minima of  $S_{air}$  occurred at about 19 LT with values as low as -40 W m<sup>-2</sup>, corresponding on average to 40% of S. For periods with rainfall,  $S_{air}$  was found to reach -140 W m<sup>-2</sup>, corresponding on average to about 40% of S.

The hourly behavior of  $S_{tr}$  was characterized by small negative values during the night, becoming positive at about 08 LT, and then increasing until about 13 LT at 80% of S, and reaching values as high as 30 W m<sup>-2</sup>. At about 16 LT  $S_{tr}$  again became negative, reaching a minimum at about 20 LT, with an average of 25% of S. During rainfall  $S_{tr}$  was found to be negative, with values on average equal to about 25% of S, and decreasing to -40 W m<sup>-2</sup>.

Considering their hourly behavior, the highest values observed for  $S_{br},\ S_{tw}$  and  $S_{lv}$  were 20, 20 and 5 W  $m^{-2},$ respectively, while the lowest were -10, -20 and  $-2.5 \text{ W} \text{ m}^{-2}$ , respectively. On rainy days, the values found for  $S_{\rm br},\,S_{\rm tw}$  and  $S_{\rm lv}$  did not exceed  $-15,\,-30$  and -5 W  $m^{-2},$ respectively. The components  $S_{lt}$  and  $S_{oc}$  were observed to have maxima of about 5 W  $m^{-2}$ . During days with heavy and daylong cloudiness but without rainfall, the hourly values of  $S_{\rm lt}$  and  $S_{\rm oc}$  did not exceed 1 W  $m^{-2}$  over most of the day. During rainfall hours, the minima for  $S_{lt}$  and  $S_{oc}$  were about -5 W m<sup>-2</sup>. The maxima of the sum of these components  $S_{um}$ , were reached at about 09 LT, with peaks of up to 30 W m<sup>-2</sup>, which contributed on average to about 35% of the value of S. Their minima were reached at about 19 LT with values as low as  $-30 \text{ W m}^{-2}$ , corresponding on average to 40% of S. For periods with rainfall, these values reached  $-45 \text{ W m}^{-2}$ , that is, on average equal to about 35% of S.

The hundreds of tree species which comprise the Amazonian Forest present a sampling problem; ideally a great number of them should be instrumented, but in practice this is not feasible. Although we recognize that this introduces some sampling error, the pragmatic solution of selecting an average trunk was adopted. There are also errors in the values chosen as "constants" in the equations. So, considering a height of 50 m for the air column, for each  $1 \,^{\circ}$ C h<sup>-1</sup> and 1 g kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> rise in the air temperature and humidity, respectively, S<sub>air</sub> changes by 60 W m<sup>-2</sup>. For an average height of 20 m for the trunks, and using the density and specific heat of the average trunk



Fig. 1 – Day-averaged hourly variation of the air temperature and relative humidity (computed), at the 15.6 m height, in the forest of the site for (a) the period between August 15 and 24, during the dry season of 2003, and (b) the period between April 2 and 11, during the wet season of 2004.


Fig. 2 – Day-averaged hourly variation of the energy flux densities and of the rainfall in the forest of the site, during the same periods as in Fig. 1.



Fig. 3 – Day-averaged temperature series of the trunk of the Chrysophyllum sanguinolentum specimen, measured at the depths of 0.5, 3.0 and 10.0 cm, at the 1.5 m height, during the same periods as in Fig. 1.

(Table 1), for each  $1 \,^{\circ}C h^{-1}$  rise in the average trunk temperature,  $S_{tr}$  changes by 35 W m<sup>-2</sup>; with the same conditions, but introducing an error of 10% in the heights of the air column ( $\pm 5$  m) and trunks ( $\pm 2$  m), results in a variation

of  $\pm 6$  W m<sup>-2</sup> (10%) for S<sub>air</sub> and of  $\pm 2.5$  W m<sup>-2</sup> (7%) for S<sub>tr</sub>. There are also errors in the calculation of S<sub>tr</sub> due to uncertainties in the values of the density. According to Nogueira et al. (2005), the dry densities of the species found in the forests of central



Fig. 4 – Day-averaged hourly variation of the ESR in the air  $S_{air}$ , the trunks  $S_{tr}$ , the rest of the biomass  $S_{br} + S_{tw} + S_{lv} + S_{lt} + S_{oc}$  ( $S_{um}$ ), of the total ESR S, during the same periods as in Fig. 1.

Table 2 – Ratios (%) involving S, S <sub>air</sub> , S <sub>tr</sub> , S <sub>um</sub> and R <sub>n</sub> , plus accumulated rainfall P (mm), for the periods between August 15 and 24, 2003 (dry season), and between April 2 and 11, 2004 (wet season)											
Season	$S_{air}/S$	S <sub>tr</sub> /S	S <sub>um</sub> /S	$\overline{\left(\frac{S}{R_n}\right)}_{day}$	$\overline{\left(\frac{S}{R_n}\right)}_{night}$	$(S/R_n)_{\min}$	$(S/R_n)_{max}$	Р			
Dry (10 days)	30	40	30	$5\pm 2$	$88\pm35$	-5	4	8			
Wet (10 days)	40	40	20	$3\pm7$	$54\pm12$	-40	5	116			
Average	35	40	25	$4\pm4$	$71\pm25$	-23	4				
Overbar = average.											

Amazonia range between 270 and 960 kg m<sup>-3</sup>. Using the average value given by Higuchi et al. (1998) for the water content of the trunks of central Amazonian forests (=0.39 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>), the actual densities should range between 443 and 1574 kg m<sup>-3</sup>. For the trunks with these densities,  $S_{\rm tr}$  would vary between 15 and 50 W m<sup>-2</sup>, that is, it may deviate by up to 60% from the average trunk.

The contributions of each one of the main terms of S, that is,  $S_{air}$ ,  $S_{tr}$  and  $S_{um}$ , for the sum of the 10 days of each season (Table 2) were, respectively, 30%, 40% and 30% during the dry season and 40%, 40% and 20% during the wet season. It is important to point out that, although separately they are minor terms, acting together the daily contributions of  $S_{br}$ ,  $S_{tw}$ ,  $S_{lv}$ ,  $S_{lt}$  and  $S_{oc}$  are equal to approximately one third of the total storage. Thus it is clear that it is important to include these terms in the calculation of the ESR of forests such as the ones in Amazonia.

The total ESR, S, was negative before sunrise, on average equal to  $-15 \text{ W m}^{-2}$  and corresponding to 65% of  $R_n$ . It became positive at 07 LT, with a maximum of 55 W m<sup>-2</sup> at this time, and with the ratio S/ $R_n$  normally close to unity. During the morning, between 08 and 12 LT, S was on average between 65 and 25 W m<sup>-2</sup> corresponding to 30 and 5% respectively of  $R_n$ . Its daily maximum value was reached at about 09 LT, with values of up to 90 W m<sup>-2</sup>, representing on average 15% of  $R_n$ . Typically, at about 15 LT, it became negative again, reaching its daily minimum at about 19 LT, with values down to  $-85 \text{ W m}^{-2}$ , and again the ratio S/ $R_n$  is close to unity. At sunset, when  $R_n$  is close to zero, S may exceed the net radiation by a factor of up to four. The extreme minima of S occurred during rainfall hours, with values of

-215 W m<sup>-2</sup>, which on average were 20 times higher than  $R_n$ , in absolute value. The negative values of S during the heavy rainfall events, which are very common in Amazonia, indicate the importance of S for releasing part of the energy used for the evaporation of the water intercepted by the foliage of the trees: the rate of evaporation surpasses the net radiation  $R_n$  under these conditions.

During daylight, S was characterized by generally positive values of up to  $1.4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , representing on average during the dry and wet season days  $5 \pm 2\%$  and  $3 \pm 7\%$  of  $R_n$ , respectively (Table 2). During the night, S was always negative and, in days without nocturnal rainfall, it reached values of up to  $1.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , in absolute terms. However, the importance of S was higher during the night than during the daylight hours, corresponding on average during the dry and the wet season days to  $88 \pm 35\%$  and  $54 \pm 12\%$  of  $R_n$ , respectively. It is also important to note that on 19 August 2003, when rainfall occurred during the night, S exceeded  $R_n$ .

The daily totals (Table 2) observed depend on the weather conditions, but values of S were found between -5% and 4%, and -40% and 5% of  $R_n$  for dry and wet season days, respectively. Thus, for days with high totals of  $R_n$ , the values of S were positive, indicating absorption of energy by the forest. This energy is subsequently released on cloudy days when S is negative and there is more release than absorption of energy.

#### 4.2. Surface energy balance

Fig. 5 presents the day-averaged hourly variation of the residual difference between the net radiation and the sum of



Fig. 5 – Day-averaged hourly variation of the residual difference between the net radiation  $R_n$  and the sum of the non-radiation energy flux densities including and not including S (+S and -S), during the same periods as in Fig. 1.

the non-radiation energy flux densities. For the 10 days of August 2003 (dry season), the absolute average value of the residual was  $50 \pm 65 \text{ W m}^{-2}$ , with a minimum of 0 and a maximum of  $370 \text{ W} \text{ m}^{-2}$ . For the 10 days of April 2004 (wet season), the average residual, and the minimum and the maximum absolute values were  $35 \pm 50 \text{ W m}^{-2}$ , 0 and  $360 \text{ W} \text{ m}^{-2}$ , respectively. When S was not included in the calculation of this difference, that is,  $R_n - (H + LE + G)$  was computed, the absolute values of the average residual were  $65\pm75$  and  $40\pm50$  W m^{-2}, for the dry and wet season days, respectively. Thus, excluding S from the calculation of the SEB increased the average residual by, approximately, 25% and 20% for the dry and wet groups of days respectively. The standard deviation also increased. For both seasons, the hourly average residual was lower during the night and morning hours when S was included in the SEB; however, during the afternoon, this inclusion caused an increase of the absolute value of this residual.

Linear regressions between hourly values of the sum of the non-radiation energy flux densities and the net radiation



Fig. 6 – Linear regressions between hourly values of (i) the sum of the energy flux densities H + LE + G and the net radiation  $R_n$ ; (ii) the sum of the energy flux densities H + LE + S + G and the net radiation  $R_n$ , for the daily cycles of the 20 selected days (n = 480) of the same periods as in Fig. 1.

Table 3 – Coefficients (intercept, slope and  $\mathbb{R}^2$ ) of the linear regressions between the hourly values of the sum of the non-radiation energy flux densities H + LE + S + G(or H + LE + G) and the net radiation  $\mathbb{R}_n$ ; also, the energy balance ratio  $\mathbb{E}_{BR}$  and the energy imbalance percentage  $\mathbb{E}_{IP}$ , all for the same periods in Table 2

Period	Intercept	Slope	R <sup>2</sup>	$E_{BR}$	$E_{\rm IP}$
Dry season					
Daily (–S)	0.3	0.80	0.89	0.81	19.4
Daily (+S)	-13.2	0.89	0.93	0.81	18.9
Daylight (–S)	-34.6	0.87	0.82	0.78	22.3
Daylight (+S)	-38.0	0.93	0.88	0.83	17.0
Nocturnal (–S)	-6.5	0.04	0.00	0.33	67.3
Nocturnal (+S)	-13.8	0.53	0.09	1.13	12.9
Wet season					
Daily (–S)	11.8	0.86	0.88	0.98	2.5
Daily (+S)	2.7	0.94	0.90	0.97	3.3
Daylight (–S)	0.3	0.89	0.83	0.89	11.3
Daylight (+S)	-3.4	0.96	0.86	0.94	6.0
Nocturnal (–S)	-5.3	-0.03	0.00	0.18	82.0
Nocturnal (+S)	-5.3	0.51	0.16	0.72	27.6

for the 10 days of each season considered, verified that the inclusion of S in the calculation of the SEB improved its closure for the daily periods (Fig. 6, 480 points; Table 3, 240 points), as well as for the daylight and nocturnal ones (Table 3, 120 points); notwithstanding, the nocturnal regression still presented a very high dispersion. For the linear regression including all the hourly values of the 20 selected days, the slope and  $R^2$  improved by 10% and 4% respectively when compared to the regression in which S was not included.

The linear regressions with daylight hourly values including S, during the dry and wet seasons days, showed an improvement of about 5% for both the slope and for  $R^2$ . In addition, the calculation of the energy balance ratio (EBR, Eq. (31)) confirmed that the inclusion of S in the calculation of the SEB improved its closure, mainly during daylight hours, and especially during late morning, when S reached its hourly maximum. It was also verified that EBR stayed closer to unity when S was considered in its calculation. The energy imbalance percentage (Eq. (32)) showed that generally for periods when the balance of S was positive, a better closure of the SEB occurred, as for the sum of the values of the dry season days. In contrast, when the S balance was negative, as for the wet season days, the SEB closure tended to be worse if S was included (Table 3).

## 4.3. Calculation of the energy storage rates from limited measurements

The ESR has been shown to be a significant component of the surface energy balance for short time periods in a tall forest (Section 4.2). However, the vertical air temperature and humidity profiles, which are necessary to compute the ESR, are usually not available, and the necessary trunk temperatures, are almost never measured. There is thus a need for a simple method to estimate the ESR components, from the commonly-available above-canopy air temperature and humidity measurements. Moore and Fisch (1986) derived



Fig. 7 – (i) Day-averaged hourly variation and (ii) linear regression between hourly values (n = 480) of the total ESR calculated through the sum of Eqs. (16), (17), (20), (26) and (27) (S) and of Eqs. (33)–(35) (S<sub>sim</sub>), for the daily cycles of the 20 selected days of the same periods as in Fig. 1.

empirical expressions for the ESR terms for a similar forest in Reserva Ducke (some 40 km south of the present site) using linear regressions between, respectively, ST, Sa, Str and the hourly changes in the air temperature, specific humidity and temperature 1 h in advance, measured above the canopy at a height of 41 m. According to these authors, the method for Str does not work when there are rapid temperature variations, which is the case during rainy hours. So, the total ESR was computed using their Eq. (17) and the data obtained during the rainless days of the present study (15, 16, 20, 22, 23 and 24, August 2003 and 05 and 08 April 2004) at the height of 51.1 m. The linear regression intercept, slope and R<sup>2</sup> between the results obtained in this study (S), and the ones obtained with the Moore and Fisch formula ( $S_{M \text{ and } F}$ ) were -0.37, 0.63 and 0.80, respectively. But using the 20 selected days data, the results for intercept, slope and  $R^2$  were -0.14, 0.68 and 0.83, respectively.

Accounting for the known differences between the Ducke and Cuieiras forests, in terms of dimensions, biomass and thermal properties, should result in a better agreement. Therefore, the hourly ESR in the air was calculated as:

$$S_{air} = \rho_a (c_p \Delta \overline{T_r} + L \Delta \overline{q_r}) \frac{\Delta z}{\Delta t}$$
(33a)

in which  $\Delta \overline{T_r}$  and  $\Delta \overline{q_r}$  are, respectively, the changes in air temperature and specific humidity (g kg<sup>-1</sup>) measured at the reference height (51.1 m). Using the values  $\rho_a = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \circ \text{C}^{-1}$ ,  $L = 2.4 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ,  $\Delta z = 53 \text{ m}$  and  $\Delta t = 3600 \text{ s}$ , gives the relationship (with  $R^2 = 0.89$ ):

$$S_{air} = 17.7\Delta \overline{T_r} + 43.1\Delta \overline{q_r}$$
(33b)

The hourly ESR in the trunks may be obtained through the following simplified expression:

$$S_{tr} = m_{tr} c_{tr} \alpha \frac{\Delta \overline{T_r}(t+\tau)}{\Delta t}$$
(34a)

where  $\alpha$  and  $\tau$  represent the attenuation of the air temperature wave, and the phase difference between air and the trunk temperature waves, respectively. So, with the values of  $m_{\rm tr}$  and  $c_{\rm tr}$  given in Table 1, and the linear regressions between  $S_{\rm tr}$ calculated by using respectively Eq. (20) and (34a),  $\alpha$  and  $\tau$  were adjusted. The best regression ( $R^2 = 0.48$ ) was obtained by using the air temperature 1 h in advance ( $\tau = 1$  h) and the 20 selected days data;  $\alpha$  (=0.49) was adjusted until the slope of this regression became 1. Thus:

$$S_{tr} = 14.3\Delta \overline{T_r}(t+1) \tag{34b}$$

To calculate the ESR for the remaining biomass one may use:

$$S_{sum} = [m_{br}c_{br} + (m_{tw} + m_{lt})c_{tw} + (m_{lv} + m_{oc})c_{lv}]\beta \frac{\Delta \overline{T_r}}{\Delta t}$$
(35a)

in which  $\beta$  represents the same as  $\alpha$  but for the remaining biomass. The best adjustment (slope = 1,  $R^2 = 0.72$ ) for  $\beta$  was 0.76, using the 20 selected days data; with the values presented in Table 1, it yields:

$$S_{\rm um} = 14.9\Delta \overline{T_{\rm r}} \tag{35b}$$

Fig. 7(i) presents the day-averaged hourly variation of the total ESR calculated through the sum of Eqs. (16), (17), (20), (26) and (27) (S) and of the simplified Eqs. (33)–(35) ( $S_{sim}$ ). The absolute average value of the hourly difference between S and  $S_{sim}$  was  $15 \pm 10 \text{ W m}^{-2}$ , with a minimum of 0 and a maximum of 80 W m<sup>-2</sup>. So, it is important to consider the limit of  $\pm$  90 W m<sup>-2</sup> for the values obtained through the simplified method proposed here. For rainy hours, the adequate lower limit is  $-200 \text{ W m}^{-2}$ . The linear regression between the hourly values of S and of  $S_{sim}$  (Fig. 7ii) showed a good correlation, with the intercept, slope and  $R^2$  equal to -0.21, 1.09 and 0.84, respectively. This is an improvement of 30% for the slope, when compared to the regression between S and  $S_{M and F}$ .

### 5. Conclusions

Considering the daily totals, the dominant term in the ESR of the forest was S<sub>tr</sub>, corresponding to about 40% of the total. The other five biomass terms (S<sub>br</sub>, S<sub>tw</sub>, S<sub>lv</sub>, S<sub>lt</sub> and S<sub>oc</sub>) together contributed approximately 25% to S, with Sair contributing about 35%. On a hourly basis, the inclusion of S is critical, particularly (i) during the night, when S presents values of approximately 70% of  $R_n$ , (ii) during the periods of day-night and night-day transitions, when the ratio  $S/R_n$  frequently exceeds unity and, mainly, (iii) during and after rainfall, when S is an important energy source for the evaporation of the water intercepted by the forest canopy. S may reach  $-40 \text{ W} \text{ m}^{-2}$  during the periods (i) and (ii), and  $-200 \text{ W} \text{ m}^{-2}$ during (iii). Also, during heavy and short duration rain events, the residual of the SEB may reach values of about  $200 \text{ W m}^{-2}$ ; this "extra" energy is probably used by advective processes between the site studied and its neighborhood.

The closure of the SEB, in hourly, daylight, nocturnal and daily terms, was improved when S was included in the calculations, except for the days when the daily balance of S had relatively high negative values. It can be concluded that S is an important component of the energy balance of the Amazonian Forest, due to its massive biomass, which is combined with the high and fast variability in air temperature and humidity, as well as the short duration of many of its heavy rain events. Finally, it is possible to represent the ESR with simplified and efficient expressions for  $S_{air}$ ,  $S_{tr}$  and  $S_{um}$ , which depend only on above canopy air temperature and humidity measurements.

#### Acknowledgements

The authors thank the following researchers of the Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA): Flávio Luizão, for funding provided by the Instituto do Milênio/LBA/CNPq/Brazil to carry out the field experiments; Arlem Nascimento de Oliveira, for the cession of the data of the forest survey; Claudete Catanhede do Nascimento, for determining the density and the moisture content of trunk samples; Antônio Ocimar Manzi and Ari de Oliveira Marques Filho, for support and discussions during the field work. A.A.S. Michiles was also supported by CAPES/Brazil (field work) and CNPq/Brazil (M.Sc. and Doctoral fellowships).

#### REFERENCES

- Andreae, M.O., Artaxo, P., Brandão, C., Carswell, F.E., Ciccioli, P., Costa, A.L., Culf, A.D., Esteves, J.L., Gash, J.H.C., Grace, J., Kabat, P., Lelieveld, J., Malhi, Y., Manzi, A.O., Meixner, F.X., Nobre, A.D., Nobre, C., Ruivo, M.L.P., Silva-Dias, M.A., Stefani, P., Valentini, R., Jouanne, J., Waterloo, M.J., 2002. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: the LBA-EUSTACH experiments. J. Geophys. Res. 107 (D20) 33-1–33-25.
- Araújo, A.C., Nobre, A.D., Kruijt, B., Elbers, J.A., Dallarosa, R.,
   Stefani, P., 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) 58-1–58-20.

- Arya, S.P., 2001. Introduction to Micrometeorology. Academic Press, San Diego, p. 307.
- Aston, A.R., 1985. Heat storage in a young eucalypt forest. Agric. Forest Meteorol. 35 (1–4), 281–297.
- Ayres, J., 1995. As Matas de Várzea do Mamirauá. CNPq, Brasília, p. 123.
- Blanken, P.D., Black, T.A., Yang, P.C., Neumann, H.H., Nesic, Z., Staebler, R., den Hartog, G., Novak, M.D., Lee, X., 1997.
  Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components. J. Geophys. Res. 102 (D24), 28915–28927.
- Chambers, J.Q., Higuchi, N., Ferreira, L.V., Melack, J.M., Schimel, J.P., 2000. Decomposition and carbon cycling of dead trees in tropical forests of the Central Amazon. Oecologia 122, 380–388.
- Coimbra, A.L.G., 1960. Enciclopédia Técnica Universal, v. 4 Operações e Processos Industriais. Globo, Porto Alegre, p. 470.
- Cummings, D.L., Kauffman, J.B., Perry, D.A., Hughes, R.F., 2002. Above-ground biomass and structure of rainforests in the south-western Brazilian Amazon. Forest Ecol. Manage. 163 (1–3), 293–307.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surfacetemperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Res. 83 (NC4), 1889–1903.
- Fearnside, P.M., 1997. Wood density for estimating forest biomass in Brazilian Amazonia. Forest Ecol. Manage. 90 (1), 59–87.
- Haverd, V., Cuntz, M., Leuning, R., Keith, H., 2007. Air and biomass heat storage fluxes in a forest canopy: calculation within a soil vegetation atmosphere transfer model. Agric. Forest Meteorol. 147, 125–139.
- 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. Agric. Forest Meteorol. 122, 21–37.
- Higuchi, N., Santos, J., Ribeiro, R.J., Minette, L., Biot, Y., 1998. Biomassa da parte aérea da vegetação da floresta tropical úmida de terra firme da Amazônia brasileira. Acta Amazonica 28 (2), 153–166.
- Higuchi, N., Carvalho, J.A., 1994. Fitomassa e conteúdo de carbono de espécies arbóreas da Amazônia. In: Emissão x Seqüestro de CO2 – Uma Nova Oportunidade de Negócios para o Brasil. CVRD, Rio de Janeiro, pp. 127–153.
- Lee, X., 1998. On micrometeorological observations of surfaceair exchange over tall vegetation. Agric. Forest Meteorol. 91, 39–49.
- Luizão, F.J., Schubart, H.O.R., 1987. Litter production and decomposition in Terra-Firme forest of Central Amazonia. Experientia 43 (3), 259–265.
- 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 rain forest. J. Geophys. Res. 107 (D20) 45-1–45-17.
- 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.
- Marshall, D.C., 1958. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. Plant Physiol. 33, 385–396.
- McCaughey, J.H., 1985. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario – a case study. Bound-Lay. Meteorol. 31 (1), 89–101.
- McCaughey, J.H., Saxton, W.L., 1988. Energy balance storage terms in a mixed forest. Agric. Forest Meteorol. 44 (1), 1–18.
- Monteny, B.A., Barbier, J.M., Bernos, C.M., 1985. Determination of the energy exchanges of a forest-type culture: hevea brasiliensis. In: Hutchison, B.A., Hicks, B.B. (Eds.), The

Forest-Atmosphere Interaction. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 211–233.

- Moore, C.J., Fisch, G., 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. Agric. Forest Meteorol. 38 (1–3), 147–169.
- Nogueira, E.M., Nelson, B.W., Fearnside, P.M., 2005. Wood density in dense forest in Central Amazonia. Brazil. Forest Ecol. Manage. 208, 261–286.
- Oliveira, A.N., Amaral, I.L., Nobre, A.D., Couto, L.B., Sato, R.M., 2002. Composição e diversidade florística de uma floresta ombrófila densa de terra firme na Amazônia Central, Amazonas, Brasil. In: Conferência Científica Internacional do LBA. Escritório Central do LBA, Manaus, CD-ROM.
- Parker, S.P., 1984. McGraw-Hill Concise Encyclopedia of Science & Technology. McGraw-Hill, New York, p. 2065.
- Sears, F.W., Salinger, G.L., 1975. Thermodynamics, Kinetic Theory, and Statistical Thermodynamics. Addison-Wesley, New York, p. 404.
- Sellers, W.D., 1966. Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago, p. 272.
- Silberstein, R., Held, A., Hatton, T., Viney, N., Sivapalan, M., 2001. Energy balance of a natural jarrah (Eucaliptus

marginata) forest in Western Australia: measurements during the spring and summer. Agric. Forest Meteorol. 109 (2), 79–104.

- Silberstein, R.P., Sivapalan, M., Viney, N., Held, A., Hatton, T.J., 2003. Modelling energy balance of a natural jarrah (Eucaliptus marginata) forest. Agric. Forest Meteorol. 115 (3–4), 201–230.
- Stewart, J.B., Thom, A.S., 1973. Energy budgets in pine forest. Q. J. Roy. Meteorol. Soc. 99, 154–170.
- Summers, P.M. 1998. Estoque, decomposição e nutrientes da liteira grossa em floresta de terra firme na Amazônia Central. Master's Dissertation, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Universidade Federal do Amazonas, Manaus, p. 126.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. Agric. Forest Meteorol. 113, 223–243.

# Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração Baixar livros de Agronomia Baixar livros de Arquitetura Baixar livros de Artes Baixar livros de Astronomia Baixar livros de Biologia Geral Baixar livros de Ciência da Computação Baixar livros de Ciência da Informação Baixar livros de Ciência Política Baixar livros de Ciências da Saúde Baixar livros de Comunicação Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE Baixar livros de Defesa civil Baixar livros de Direito Baixar livros de Direitos humanos Baixar livros de Economia Baixar livros de Economia Doméstica Baixar livros de Educação Baixar livros de Educação - Trânsito Baixar livros de Educação Física Baixar livros de Engenharia Aeroespacial Baixar livros de Farmácia Baixar livros de Filosofia Baixar livros de Física Baixar livros de Geociências Baixar livros de Geografia Baixar livros de História Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura Baixar livros de Literatura de Cordel Baixar livros de Literatura Infantil Baixar livros de Matemática Baixar livros de Medicina Baixar livros de Medicina Veterinária Baixar livros de Meio Ambiente Baixar livros de Meteorologia Baixar Monografias e TCC Baixar livros Multidisciplinar Baixar livros de Música Baixar livros de Psicologia Baixar livros de Química Baixar livros de Saúde Coletiva Baixar livros de Servico Social Baixar livros de Sociologia Baixar livros de Teologia Baixar livros de Trabalho Baixar livros de Turismo