

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ENERGIA E
FLUXO DE CARBONO POR DIFERENTES
MÉTODOS EM FLORESTA DE TRANSIÇÃO NO
SUDOESTE DA AMAZÔNIA**

OSVALDO ALVES PEREIRA

**PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
ORIENTADOR**

**Cuiabá, MT
Julho de 2013**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ENERGIA E
FLUXO DE CARBONO POR DIFERENTES
MÉTODOS EM FLORESTA DE TRANSIÇÃO NO
SUDOESTE DA AMAZÔNIA**

OSVALDO ALVES PEREIRA

*Tese apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Física Ambiental da
Universidade Federal de Mato Grosso,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Doutor em Física Ambiental.*

**PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
ORIENTADOR**

**Cuiabá, MT
Julho de 2013**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

P436e Pereira, Osvaldo Alves.

Estimativas do Balanço de Energia e Fluxo de Carbono por diferentes métodos em Floresta de Transição no Sudoeste da Amazônia / Osvaldo Alves Pereira. -- 2013

112 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2013.

Inclui bibliografia.

1. difusividade turbulenta. 2. estabilidade atmosférica. 3. interação biosfera-atmosfera. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

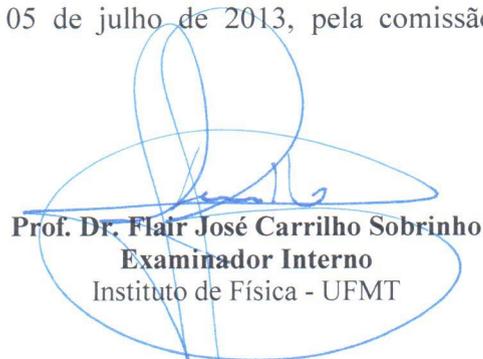
TÍTULO: ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ENERGIA E FLUXO DE CARBONO POR DIFERENTES MÉTODOS EM FLORESTA DE TRANSIÇÃO NO SUDOESTE DA AMAZÔNIA

AUTOR: OSVALDO ALVES PEREIRA

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 05 de julho de 2013, pela comissão julgadora:



Prof. Dr. José de Souza Nogueira
Orientador
Instituto de Física - UFMT



Prof. Dr. Flair José Carrilho Sobrinho
Examinador Interno
Instituto de Física - UFMT



Prof. Dr. Carlo Ralph De Muis
Examinador Interno
Universidade de Cuiabá - UNIC



Profa. Dra. Nadja Gomes Machado
Examinadora Externa
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia
de Mato Grosso – IFMT



Prof. Dr. Marlon Leão – Examinador Externo
Universidade do Estado de Mato Grosso/UNEMAT

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a Vicente Bellaver ao qual nos tornamos grandes amigos durante o período de mestrado “*in memoriam*”.

AGRADECIMENTOS

A Deus;

Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira (Paraná) e Prof^ª. Dr^ª. Marta Cristina de Jesus Albuquerque Nogueira pelo apoio, incentivo e confiança a mim depositados e por serem grandes amigos;

Aos Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo (Serginho) e Prof. Dr. Jorge Brito de Farias (Hooke) pelas cartas de recomendações para que eu pudesse realizar minha inscrição no mestrado deste programa. A vocês dois meu muito obrigado;

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, não só pelas aulas, mas também pelo companheirismo. Em especial ao prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo, Dr. Higo José Dalmagro e Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior pela manutenção e coleta dos dados da torre micrometeorológica de Sinop;

Ao Prof. Dr. Carlo Ralph De Musis, pelas orientações e disposição nos momentos de dúvidas;

Ao Cesário e Soilce pelo auxílio técnico na secretaria da Pós-Graduação em Física Ambiental (UFMT);

A meu pai João dos Santos Pereira e a minha mãe Hilda Alves dos Santos a quem dedico este trabalho;

Aos meus queridos irmãos José Alves do Nascimento Pereira, Nerimarcia e Paulo Alves Pereira;

A minha querida e adorável esposa Joanita Lopes de Magalhães por ser uma grande companheira e amiga, e por me proporcionar a grata e honrada felicidade de ser pai de Heitor Magalhães Pereira;

A CAPES pelo auxílio financeiro;

A todos os colegas de curso que ajudaram em muito, Ludymilla, Ândrea, Guilherme, Roberto, Fernanda, Karina, Paulão, Geraldo Neves, Suzi, Miguel, Leone, Allan, Jonathan, Thiaguinho, Paula. Em fim a todos os quais nos tornamos grandes amigos, em especial a Vicente Bellave “*in memoriam*”.

EPÍGRAFES

*“Se existe um Deus e uma alma, de que
mais precisamos?”*

(Autor desconhecido)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELA.....	xi
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	xii
RESUMO	xv
ABSTRACT	16
1 INTRODUÇÃO	17
1.1 PROBLEMÁTICA	17
1.2 JUSTIFICATIVA	19
1.3 OBJETIVOS	19
1.3.1 Objetivo Geral	19
1.3.2 Objetivos Específicos	20
2 REVISÃO DE LITERATURA	21
2.1 ATMOSFERA	21
2.2 A AMAZÔNIA.....	22
2.2.1 Floresta de Transição.....	24
2.3 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	24
2.3.1 Perfil da velocidade do vento	26
2.3.2 Número de Reynolds	29
2.3.3 Transferência de Massa e Energia	31
2.4 BALANÇO DE ENERGIA	33
2.4.1 Métodos Micrometeorológicos	35
2.5 FLUXO DE CO ₂	36
2.5.1 Método da Razão de Bowen	38
2.5.2 Razão de Bowen Modificada	39
2.5.3 Correlação de Vórtices Turbulento “Eddy-Covariance”	39
2.5.3.1 Correções aplicadas ao método Eddy covariância (EC).....	41
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	45
3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	45
3.2 SISTEMA DE MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS	47
3.2.1 Elementos do microclima e do Solo.	48

3.2.2 Método do eddy covariance.....	50
3.3 CALIBRAÇÃO DOS TERMOHIGROMETROS E IRGA	50
3.4 ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN	51
3.4.1 Critérios de aceitação das estimativas do método da razão de Bowen..	52
3.5 ARMAZENAMENTO DE ENERGIA NO DOSSEL	55
3.6 ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂ PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN MODIFICADA.....	56
3.7 CÁLCULOS DOS FLUXOS PELO MÉTODO DO EDDY COVARIÂNCIA	58
3.8 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA	60
3.9 LIMITES DE OPERAÇÃO DOS SENSORES	61
3.10 MATRIZ DE CORRELAÇÃO DE KENDALL'S TAU.....	61
3.11 ANÁLISE ESTATÍSTICA.	63
3.11.1 Bootstrap.....	64
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	66
4.1 CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA LOCAL	66
4.2 BALANÇO DE ENERGIA.....	70
4.2.1 Fechamento do Balanço de Energia	70
4.3 FLUXO DE CO₂	76
4.3.1 Análise das diferenças dos Fluxos de calor e CO₂.....	80
4.3.2 Ciclo diário do Fluxo de CO₂	84
5 CONCLUSÃO	89
6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Estrutura vertical da atmosfera, em relação à temperatura e pressão média Fonte: Varejão (2006).	22
Figura 2- Limites que o bioma Amazônia e os estados brasileiros que formam a Amazônia Legal. Fonte Pereira et al., (2010).	23
Figura 3- Esquema ilustrativo da Camada Limite Atmosférica, altura em função do tempo. Onde ZA significa zona de arrasto. Fonte: Foken (2008).	25
Figura 4- Padrões da velocidade do vento e tensões de Reynolds, dentro e acima do dossel. Fonte: YI et al., 2005.	27
Figura 5- Perfil de velocidade do vento (u^*) sobre superfície não vegetada em escala vertical linear e logarítmica (A e B) respectivamente. Perfil com vegetação de altura h (C). Fonte: Varejão (2006).	28
Figura 6- Esquema representativo do balanço de radiação e energia. Adaptado de FOKEN (2006).	34
Figura 7- Localização da área de estudo.	45
Fonte: Sanches et al., 2006.	45
Figura 8- Torre da Floresta de Transição.	46
Fonte: arquivo do (PGFA).	46
Figura 9- Representação esquemática da torre da Floresta de transição.	47
Figura 10- Sistema de coleta de amostra de ar fixo num suporte de madeira.	49
Figura 11- Representação esquemática dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera levando em consideração dois níveis (z_1 , z_2) e representando a convenção de sinais. Fonte: Perez et al., 1999.	53
Figura 12- Representação esquemática do anemômetro sônico tridimensional. .	60
Fonte: FINNIGAN et al., (2003).	60
Figura 13- Dia médio mensal, precipitação (mm) e umidade do solo (m^3m^{-3}) A, temperatura ($^{\circ}C$) e umidade relativa do ar (%) B e PAR radiação fotossinteticamente ativa ($\mu molm^{-2}s^{-1}$) em C.	67
Figura 14- Relação entre a energia líquida disponível (R_n) e os fluxos de Calor Latente (LE), Sensível (H), no Solo (G) e estoque de energia na biomassa (ΔS).	

Durante a estação úmida para os métodos da Razão de Bowen (RB) A, do Eddy Covarince (EC) B e estação seca para os métodos (RB) C e (EC) D.	70
Figura 15- Ciclo diário do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e energia armazenada na biomassa (ΔS), pelo método da RB e EC, durante a estação úmida A e B e estação seca C e D.....	72
Figura 16- Ciclo diário do fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H), pelos métodos da RB e EC. Durante a estação úmida A e estação seca B. ...	73
Figura 17- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de CO ₂ pelos métodos do EC e RBM (Acf) (A e C), histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de CO ₂ (B e D). Em relação dos coeficientes de difusividade turbulenta (K _v e K _h), durante a estação úmida.	80
Figura 18- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de LE e H, pelos métodos do EC e RB, (A e C). Histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de LE e H, (B e D), durante a estação úmida.....	81
Figura 19- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de CO ₂ pelos métodos do EC e RBM (Acf) (A e C). Histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de CO ₂ (B e D). Em relação dos coeficientes de difusividade turbulenta (K _v e K _h), durante a estação seca.....	82
Figura 20- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de LE e H, pelos métodos do EC e RB, (A e C). Histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de LE e H, (B e D). Durante a estação seca.....	83
Figura 21- Ciclo diário do fluxo de CO ₂ , pelos métodos do EC e RBM em função dos coeficientes de difusvidades turbulentas K _h e K _v . Durante as estações úmida e seca, figuras A e B respectivamente.	84

LISTA DE TABELA

Tabela 1- Os principais erros, fluxos afetados a extensão dos erros e as soluções adotadas para o sistema de EC.....	43
Tabela 2- Limites inferiores e superiores dos instrumentos.....	61
Tabela 3 - Matriz de correlação de Kendall's Tau, onde Z/L é o parâmetro de estabilidade atmosférica, FKh e FKv são os fluxos de CO_2 estimados pela RBM em função do coeficiente de difusividade turbulenta do Calor Sensível e Latente respectivamente, Rn é a radiação líquida disponível e FEC é o fluxo de CO_2 medido pelo EC. * p-valor < 0,01.....	77
Tabela 4- Escore dos Fluxos de CO_2 ($FEC, Khe FEC, Kv$), calor latente (LE) e sensível (H) do teste de Scheirer-Ray-Hare (H_m) e p-valor (p). Em relação a Estação (seca e úmida), Método (EC) (MRB) e Interação entre Estação e Método.	78
Tabela 5- Mediana e intervalo de confiança <i>bootstrap</i> * (Limites superior e inferior) dos ranks dos fluxos de CO_2 em função dos coeficientes de difusividade turbulenta ($Fc-Kh$ e $Fc-Kv$), dos fluxos de LE e H em relação ao fator estação (Úmida e seca).....	79
Tabela 6- Mediana e intervalo de confiança <i>bootstrap</i> * (Limites superior e inferior) dos ranks dos fluxos de CO_2 em função dos coeficientes de difusividade turbulenta ($Fc-Kh$ e $Fc-Kv$), dos fluxos de LE e H em relação ao fator método (EC e RB).	79

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

R^2	Coeficiente de determinação
CO_2	Dióxido de Carbono
A_{cf}	Assimilação do fluxo de CO_2 no dossel
LE	Calor latente
λ	Calor latente de vaporização
C_p	Capacidade térmica do ar
k_{CO_2}	Coeficiente de difusividade turbulenta do CO_2
K_h	Coeficiente de difusividade turbulenta do calor sensível
K_v	Coeficiente de difusividade turbulenta do vapor de água
C	Concentração de amostra de ar
ΔC	Variação da Concentração de Carbono.
C_{ppm}	Concentração de amostra de ar em ppm
γ	Constante psicrométrica
ρ_a	Densidade do ar.
Δz	Diferença de altura.
ΔCO_2	Diferença de concentração de CO_2 entre dois níveis de medidas.
V	Diferença de potencial elétrico em volts.
Δe	Diferença de pressão de vapor d'água do ar entre dois níveis.
ΔT	Diferença de temperatura do ar entre dois níveis medidas.
Δq	Diferença de umidade específica entre duas alturas.
ΔZ	Diferença de Altura.
ΔS	Estoque de energia no dossel.
F_c	Fluxo de Carbono.
F_{kh}	Fluxo de Carbono em função do coeficiente de difusão turbulento do Calor Sensível.
F_{kv}	Fluxo de Carbono em função do coeficiente de difusão turbulento do

	Calor Latente.
<i>EC</i>	Eddy Covariância.
<i>RB</i>	Método da Razão de Bowen.
<i>G</i>	Fluxo de calor no solo.
<i>LBA</i>	Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia.
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
<i>MBR</i>	Método da Razão de Bowen Modificada.
<i>BREB</i>	Método do Balanço de Energia/Razão de Bowen.
Z_0	Comprimento de Rugosidade.
<i>d</i>	Deslocamento do plano zero.
<i>N</i>	Numero de medidas
<i>ppm</i>	Parte por milhão
<i>W</i>	Watts.
<i>P</i>	Pressão Atmosférica.
e_s	Pressão de vapor d'água do ar saturado.
<i>e</i>	Pressão parcial do vapor d'água.
β	Razão de Bowen.
<i>q</i>	Umidade específica.
Υ	Constante Psicrométrica.
R_n	Saldo de radiação.
<i>h</i>	Altura em metros.
<i>hc</i>	Altura da cultura.
U^*	Velocidade de fricção.
U_z	Velocidade horizontal média do vento.
K_z	Altura da medida da velocidade horizontal do vento.
<i>K</i>	Constante de von Karman.
Δt	Variação do tempo.
\bar{u}	Velocidade média do vento.
u'	Desvio da média da velocidade do vento.
<i>Re</i>	Número de Reynolds.
ρ	Massa específica.
<i>u</i>	Viscosidade do fluido.

$K \downarrow$	Radiação de Ondas Curtas.
$I \downarrow$	Radiação de Ondas Longas.
NEE	Troca Líquida de Carbono com o Ecossistema.
WPL	Webb-Pearman-Leuning.
PAR	Radiação Fotossinteticamente Ativa.
NE	Noroeste.
UFMT	Universidade Federal de Mato Grosso.
IAF	Índice de Área Foliar.
PGFA	Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental.
T_{ar}	Temperatura do ar.
UR	Umidade Relativa.
IRGA	Analisador Infravermelho de gás.
L	Altura de Monin-Obkholve.
w	Velocidade vertical do vento.
g	Aceleração de Gravidade.
SS	Soma dos Quadrados.
MS	Quadrado médio.
Hm	Parâmetro do cálculo de Scheirer-Ray-Hare.
df	Graus de Liberdade.
χ^2	Qui-Quadrado.

RESUMO

PEREIRA, O. A. *ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ENERGIA E FLUXO DE CO₂ POR DIFERENTES MÉTODOS EM FLORESTA DE TRANSIÇÃO NO SUDOESTE DA AMAZÔNIA*. Cuiabá, 2013. 107f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Este trabalho teve como objetivo estimar o balanço de energia e fluxo de CO₂ pelos sistemas de Eddy Covariância (EC), Razão de Bowen (RB) e Razão de Bowen Modificada (RBM), em floresta de transição entre o cerrado e a floresta Amazônica. O experimento foi conduzido em uma área pertencente à Fazenda Maracaí a aproximadamente 50 km a noroeste da cidade de Sinop, Mato Grosso, Brasil. Para analisar o fechamento do balanço de energia utilizou-se o coeficiente de determinação R². Os fluxos de CO₂ (Fc), calor latente (LE) e sensível (H) foram comparados pelo teste estatístico Scheirer-Ray-Hare, para detectar possíveis diferenças entre os fluxos de LE, H e Fc entre as estações os métodos e interação entre método e estação. O fluxo de CO₂, estimado pelo método da RBM, foi testado em função dos coeficientes de difusão turbulenta do calor sensível (F_{K_h}) e latente (F_{K_v}). O fluxo de calor sensível (H) apresentou diferença significativa entre os métodos RB e EC, e entre as estações seca e úmida (p -valor < 0,001). Os fluxos de CO₂ computados pelos métodos de EC e RBM em função de K_v , (F_{EC,K_v}), não apresentaram diferença significativa entre suas estimativas e entre as estações e entre os métodos (p -valor > 0,05). Em ambos os métodos RB e EC, a energia líquida disponível priorizou o fluxo de (LE) mesmo durante a estação seca. O balanço de energia pelo EC foi subestimado em aproximadamente 30% na estação úmida e 5% na estação seca. O balanço de energia pelo método RB fechou em 100% durante a estação seca, porém durante a estação úmida foi subestimado em 4%.

Palavras-chave: difusividade turbulenta, estabilidade atmosférica, interação biosfera-atmosfera.

ABSTRACT

PEREIRA, O. A. *ESTIMATES OF ENERGY BALANCE AND FLOW OF CO₂ BY DIFFERENT METHODS IN FOREST TRANSITION IN SOUTHWEST OF AMAZON*. Cuiabá, 2013. 107f. Dissertation (Ph.D. in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

This study aimed to compare the energy balance and CO₂ flux by Eddy Covariance (EC), Bowen ratio (RB) and modified Bowen ratio (MBR) systems in transitional forest between the Cerrado and the Amazon rainforest. The experiment was conducted in an area belonging to the Maracaí Farm, about 50 km northwest of the city of Sinop, Mato Grosso, Brazil. To consider the closure of the energy balance, the coefficient of determination R^2 was used. CO₂ fluxes (F_c), latent heat (LE) and sensible (H) through the statistical test Scheirer-Ray-Hare to detect possible differences between the flows of LE, H and F_c between seasons, methods, and interactions between method and season. The CO₂ flux, estimated by the MBR, was tested as a function of the diffusion coefficients of turbulent sensible heat (F_{K_h}) and latent heat (F_{K_v}). H showed a significant difference between the RB and EC methods and between the wet and dry seasons (p -value < 0.001). Differences between the CO₂ fluxes by EC and RBM methods depending on K_v , (F_{EC,K_v}) were not significant between seasons and between methods ($p > 0.05$). In both methods, RB and EC, the net energy available prioritized LE flux even during the dry season. The energy balance for EC was underestimated by approximately 30% in the wet season and 5% in the dry season. The energy balance method RB closed at 100% during the dry season, but during the wet season was underestimated by 4%.

Keywords: eddy diffusivity, atmospheric stability, biosphere-atmosphere interaction.

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

A observação da natureza é uma prática tão antiga quanto à própria existência do homem sobre a Terra, ao longo dos séculos o conhecimento da natureza se tornou uma necessidade comum aos povos de todas as épocas. Com avanços tecnológicos estas observações tornaram-se necessárias para o desenvolvimento da sociedade. Para aprimorar essas observações, redes de sensores espalhados em diversas regiões do mundo foram fundamentais na produção de muitos avanços científicos no século passado. Por exemplo, a cosmologia tem usado uma série de telescópios para observar profundamente o universo. Analogamente, redes de sensores também desempenham um valioso papel nas ciências ambientais.

Os ecossistemas que compõem a superfície da Terra são tão complexo quanto o próprio universo estudado por cosmólogos e astrofísicos. Grupos de ciências atmosféricas (meteorológica e micrometeorológica) por meio de instrumentos têm encontrado evidências do aumento da concentração de gases traços, na atmosfera. Esses gases influenciam diretamente o efeito estufa, fenômeno natural de vital importância para a vida na Terra responsável por sustentar a temperatura média do planeta necessária para que exista vida na forma como conhecemos.

Nas últimas décadas a comunidade científica, meteorológica e micrometeorológica, impulsionados pela expectativa de uma possível mudança climática dedica-se na compreensão da dinâmica dos diversos ecossistemas presentes na Terra, desenvolvendo e aperfeiçoando métodos e equipamentos destinados ao seu monitoramento em grande escala temporal e espacial. O estudo e conservação de áreas vegetadas são de fundamental importância, por serem sensíveis às variações dos ciclos climático naturais.

A ação antrópica nos ecossistemas naturais através do desmatamento, das queimadas, uso e ocupação irregular do solo por meio das atividades agropastoril, o crescente aumento da queima de combustíveis fósseis e industrialização dos países podem ser os maiores responsáveis por variações climáticas ocorridas no planeta.

Um dos grandes desafios da humanidade é minimizar as emissões de gases traços, responsáveis pelo aumento do efeito estufa.

Este desequilíbrio se deve principalmente à elevada emissão de CO₂ na atmosfera, provocando inúmeros distúrbios climáticos e ecológicos tais como derretimento do gelo das calotas polares fazendo com que aumente a altura do nível do mar inundando ilhas e cidades litorâneas.

As florestas tropicais desempenham uma importante função no clima regional e global, principalmente por meio das emissões ou retenções de gases e da evapotranspiração, ou seja, transferência de vapor d'água para atmosfera. Neste cenário a floresta Amazônica, chama atenção por ocupar aproximadamente 5% da superfície do globo é considerada a maior floresta tropical úmida do planeta caracterizada por ter a maior reserva biológica e rede hidrográfica responsável por escoar cerca de 1/5 do volume de água doce do planeta.

A ciclagem da água na floresta Amazônica desempenha uma importante função ambiental para todo o Brasil e os países vizinhos. A transferência de vapor d'água para a atmosfera é controlado por diferentes fatores biofísicos. Dentre estes destacam-se a demanda atmosférica por vapor d'água, condição aerodinâmica, fatores fisiológicos da vegetação e finalmente o principal fator é a disponibilidade de energia. No entanto, a dinâmica do ciclo da água na floresta Amazônica pode estar ameaçada pelo aumento do desmatamento na floresta.

Estudos de trocas de massa e energia entre a superfície e atmosfera são importantes, não só por caracterizar o microclima local, mas também por identificar interações existentes entre elas. Além disso, possibilitam conhecer variações do tempo e do clima da região, assim como medir e identificar efeitos que atividades antropogênicas, ou fatores naturais, sobre diferentes questões ambientais.

Neste contexto, a estimativa do fluxo de CO₂ e balanço de energia entre uma superfície vegetada e a atmosfera podem ser realizados por meio de técnicas

micrometeorológicas, as quais apresentam como principal vantagem, não modificar o ambiente de estudo.

1.2 JUSTIFICATIVA

Diversos trabalhos científicos são publicados em relação ao bioma Amazônico, fruto de projetos de pesquisas, onde se destaca o “Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia” (LBA), com a finalidade entre outras, da melhor compreensão do sistema biosfera-atmosfera e conseqüentemente os efeitos climáticos globais. A exemplo de alguma comunidades científicas que formaram uma rede de torres de fluxo, por exemplo Euroflux e Americaflux, a comunidade científica brasileira atualmente tem se preocupado em formar uma rede de torres de fluxo integrando se possível todos o sítios experimentais para que sejam adotados os mesmos critérios de aquisição e processamento dos dados meteorológicos e micrometeorológicos. Esta não é uma tarefa fácil de alcançar, pois tanto a instrumentação e os sistemas de correção adotados variam entre os grupos de pesquisa.

Dentre as técnicas micrometeorológica, de medição de massa e energia, a mais utilizada é o sistema de Eddy Covariância (EC) e o método do Balanço de Energia/Razão de Bowen (BERB), este por utilizar a conservação de energia local e concentração de gases traços, possibilita a estimativas dos fluxos desses gases em especial o CO₂, esta técnica também é conhecida por método da Razão de Bowen Modificada (RBM). No entanto, os métodos empregados ainda requerem um aperfeiçoamento principalmente de equipamentos.

O que nos motivou a executar este trabalho foi a falta de informações sobre o desempenho destes dois métodos, (EC) e (BERB) em região de floresta Amazônica. Pois os custos de aquisição e manutenção variam muito entre os métodos.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

Este trabalho teve com objetivo geral, estimar o balanço de energia e fluxo de CO₂ pelos sistemas de Eddy Covariância e Razão de Bowen, em Floresta de transição no sudoeste da Amazônia.

1.3.2 Objetivos Específicos

Caracterizar o microclima local;

Avaliar o balanço de energia local pelos métodos EC e Razão de Bowen;

Comparar o fluxo de CO₂ pelo método do Balanço de Energia/Razão Bowen;

Verificar dependência dos coeficientes de difusividade turbulenta do calor latente e sensível com as condições de equilíbrio da atmosfera.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 ATMOSFERA

A atmosfera é um fluido gasoso que envolve toda a superfície do planeta, dividida em quatro subcamadas aproximadamente homogêneas que são a troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera, com altura média de 10, 48, 80 e acima de 80 km respectivamente, que por sua vez estão separadas por três zonas de transição a tropopausa, estratopausa e a mesopausa com altura média de aproximadamente 2 km (Figura 1).

Não existe um limite fixo para estas subcamadas por se tratar de um fluido gasoso, que está em constante movimentação de acordo com a dinâmica do planeta, regulada principalmente pela temperatura (KURBATSKIY; KURBASTSKAYA 2008), havendo, portanto um gradiente térmico. Quando negativo significa que a temperatura diminui com a altitude, formando assim um gradiente térmico negativo, mas não raro observa-se a presença de uma camada onde existe uma variação vertical de temperatura positiva, a temperatura aumenta com a altitude, o que caracteriza a camada de inversão conforme (Figura 1).

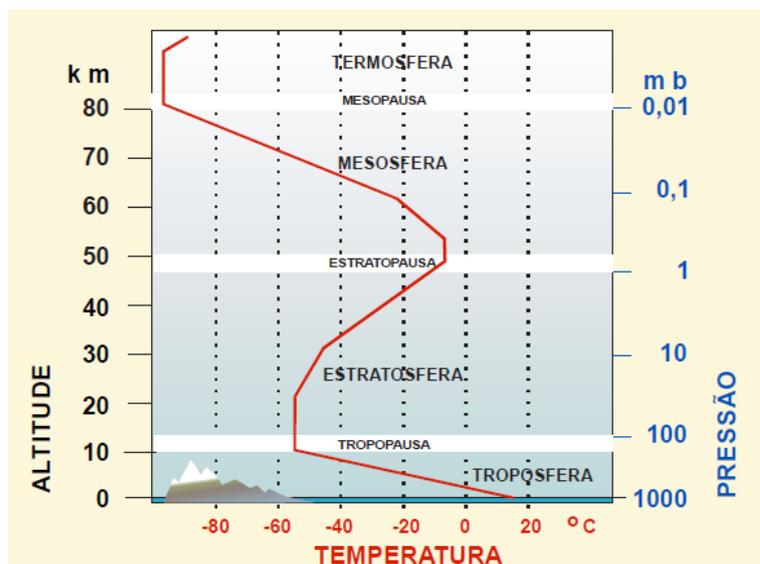


Figura 1- Estrutura vertical da atmosfera, em relação à temperatura e pressão média
 Fonte: Varejão (2006).

2.2 A AMAZÔNIA

A floresta Amazônica corresponde a 37% de floresta tropical do planeta, com mais de 6,3 milhões de km² deste total aproximadamente 5,0 milhões de km², ou seja, 85% pertença ao Brasil e o restante esta dividido entre os países vizinhos, Bolívia, Peru, Equador, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. A região de floresta Amazônica é limitada ao norte pelo Planalto das Guianas, com montanhas de até 3.000 m, ao sul pelo Planalto Central, com altitudes de até 1.200 m, a oeste pela Cordilheira dos Andes, com elevação de até 6.000m onde a floresta chega a 600m, e a leste pelo Oceano Atlântico onde deságua toda água de sua bacia hidrográfica. Estima-se ainda que aproximadamente 1/3 das espécies de animais e vegetais habitem a floresta Amazônica (MALHI et al., 2008).

A umidade na região da floresta Amazônica é fortemente influenciada pela evaporação das águas do oceano Atlântico, trazida pelos ventos predominantes na região, que sopram de leste para oeste calculada em 10 trilhões de m³/ano, ainda pela evaporação da água do solo da bacia hidrográfica da transpiração da vegetação que juntos totalizam cerca de 8,4 trilhões de m³ a cada ano o ciclo da água é de fundamental importância para todo o Brasil e os países vizinhos, bem como na

manutenção hídrica do planeta, pois 50% aproximadamente, da precipitação anual retornam à atmosfera, por meio de evapotranspiração (COSTA et al., 2007).

No Brasil a Amazônia legal é formada pelos estados do Amazonas, Pará, Rondônia, Amapá, Acre, Roraima, Tocantins, Maranhão e Mato Grosso, ocupando cerca de 61% do território nacional, e uma população de em torno de 20,0 milhões de habitantes, sendo que 60% da população vive em áreas urbanas (INPE, 2004) (Figura 2).

Deve haver cuidado redobrado na formulação de projetos de uso sustentável dos recursos florestais, que atendam a demanda da sociedade, pois estes recursos estão distribuídos em ecossistemas complexos e frágeis. Os solos da Amazônia são antigos e, em geral, pobres em nutrientes, sobretudo para a agropecuária, e considerado ainda um solo ácido. A contrastante exuberância de sua cobertura florestal está associada às estratégias de conservação e ciclagem de nutrientes dentro do seu próprio sistema (HIGUCHI et al., 1998). Um dos objetivos fundamentais do LBA é compreender o papel da floresta e dos grandes rios no balanço de carbono, que envolve os transportes verticais e horizontais de massa e energia na atmosfera (SILVA DIAS et al., 2005).

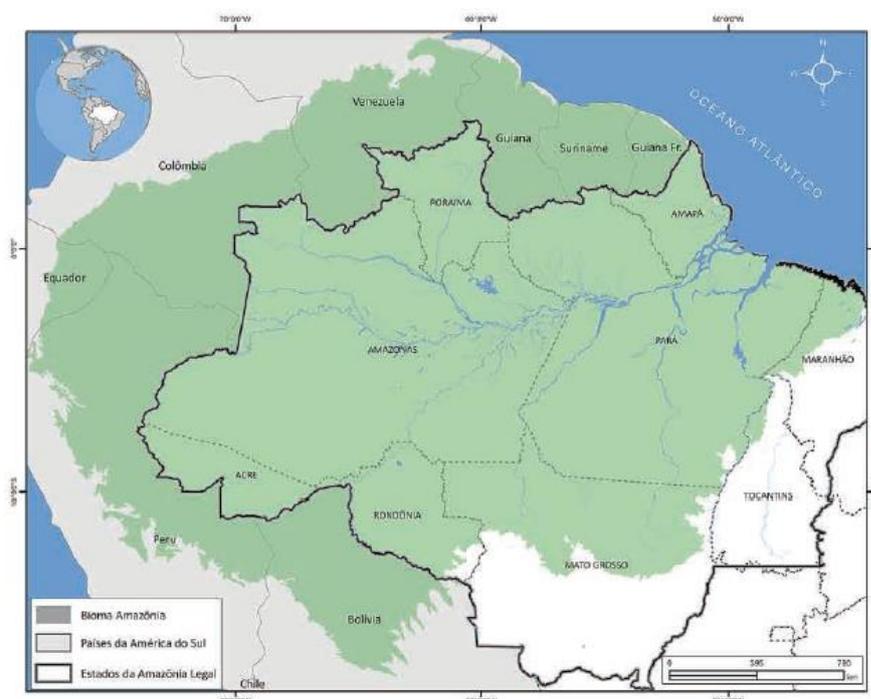


Figura 2- Limites que o bioma Amazônia e os estados brasileiros que formam a Amazônia Legal. Fonte Pereira et al., (2010).

2.2.1 Floresta de Transição

Assim como não há uma separação física nítida, entre as camadas que compõem a atmosfera, os biomas terrestres também não possuem uma separação nítida entre si, apresentando uma área de intersecção chamada ecótono. Esta área de intersecção entre a Floresta Amazônica e o Cerrado ocorre ao longo de toda interface da distribuição entre os dois biomas. Logicamente, seus limites não podem ser definidos exclusivamente por meio da classificação do clima, outros fatores como o solo, o relevo e a litologia, também tem grande influencia no teor de água no solo e no impacto ecológico de um período seco. Para Walsh (1996), os principais fatores que influenciam a distribuição de um bioma são as médias climáticas, períodos extremos de seca e o vento ou variações na temperatura.

Segundo Vourlitis et al., (2001), esse ecótono se caracteriza por uma paisagem florestal menos densa, com árvores mais espaçadas, os estratos arbustivos com pouca densidade e caracterizado pelas fanerófitas rosuladas, e pelas lianas lenhosas, com árvores perenes e dossel fechado. As florestas de transição cobrem cerca de 129 mil km², onde grande parte desta extensão territorial está na bacia Amazônica, entre a floresta Amazônica e o Cerrado (LENTINI et al., 2003). O território Mato-Grossense é formado por 42% de floresta de transição e Cerrado (VILANI, 2004).

2.3 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A camada limite atmosférica é a parte mais baixa da troposfera próxima ao solo onde o atrito diminui com a altura. Além disso, esta camada é fortemente influenciada pelas propriedades térmicas devido ao aquecimento da superfície do solo. O sinônimo de camada limite planetária é frequentemente usado em estudos teóricos de meteorologia, onde as características gerais da camada limite da atmosfera planetária são constantemente investigadas, por exemplo, (WOLF et al., 2008; NUNES et al., 2010; AUMOND et al., 2013; MARONGA et al., 2013; OLIVEIRA et al., 2013). Acima da camada limite, estabelece uma camada principalmente estável, inversão, com turbulência intermitente. Os processos de troca entre a camada

limite atmosférica e troposfera ocorrem na zona de arrasto. A espessura desta camada é aproximadamente de 10% da camada limite atmosférica, que por sua vez tem uma espessura de cerca de 1-2 km acima do solo e 0,5 km sobre os oceanos.

Segundo Stull (1988), o ciclo diário da camada limite atmosférica é altamente variável. Após o amanhecer, a atmosfera é aquecida pelo fluxo de calor turbulento, fluxo calor sensível, da superfície do solo. Esta nova camada se caracteriza por ser turbulenta, formando assim a camada de mistura, que é limitada acima por uma zona de arrasto. Pouco antes do pôr do sol, a camada limite estável se desenvolve próximo ao solo. Esta camada estável tem como característica uma inversão de superfície, entre as camadas, com aproximadamente de 100 m de altitude. Acima desta camada, ocorre a camada de mistura formada durante o período de brilho solar, só que agora menos turbulenta, ela é chamada de camada residual, limitada pela camada de inversão, margem superior da camada limite (SEIBERT et al., 2000) (Figura 3).

Ao iniciar o novo período de brilho solar, inicia-se também um novo ciclo, em que a camada de mistura inibe a camada limite estável e residual. No entanto em dias de pouca disponibilidade de radiação solar, dias nublados, quando a radiação solar e transferência de energia são reduzidas, a camada de mistura não se forma com tanta turbulência, assumindo características da camada residual, e a camada limite estável geralmente se estratifica.

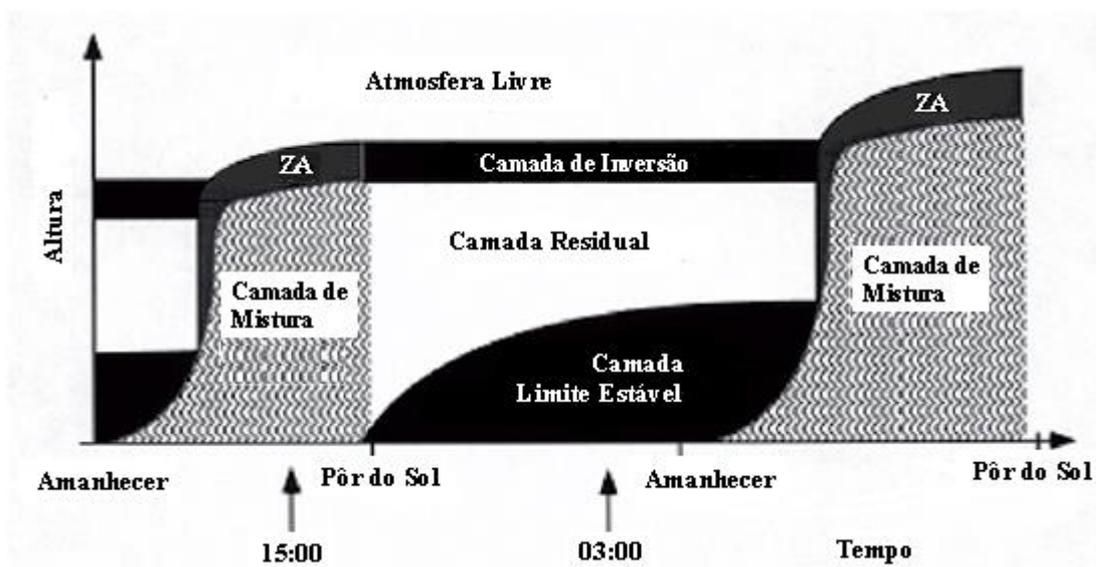


Figura 3- Esquema ilustrativo da Camada Limite Atmosférica, altura em função do tempo. Onde ZA significa zona de arrasto. Fonte: Foken (2008).

O estudo completo da camada limite planetária envolve o conhecimento de diferentes condições de estabilidade e as fases de transição, uma vez que os últimos períodos influencia processos meteorológicos (NUNES et al., 2010). A camada limite torna-se estável quando a superfície de base torna-se mais frio do que o ar, estratificação térmica estável. Sob estas condições, a turbulência pode ser gerada por cisalhamento e destruição, sob a ação de flutuabilidade negativa e viscosidade. Em relação às condições de equilíbrio atmosférico, os efeitos opostos produzidos por flutuação e cisalhamento é a principal ligação para o decaimento da turbulência na camada limite estável em comparação com camadas neutras e movimento convectivo.

2.3.1 Perfil da velocidade do vento

Em grandes áreas vegetadas uniforme com altura h , os fluxos turbulentos se caracterizam por perfil do vento em forma de S, e o perfil de tensão exponencial de Reynolds. O perfil na forma de S se refere a um máximo de vento que geralmente são secundários, observado entre a superfície do solo e parte inferior do dossel, espaço entre os troncos das florestas, com uma velocidade de vento médio mínimo na região de maior densidade de folhagem, (BALDOCCHI e MEYERS, 1988; YI et al., 2005) figura 4. Segundo Legg e Long (1975), em culturas ou outro dossel de planta mais uniforme, os ventos máximo secundários são fracos e a velocidade do vento observada é quase constante na parte inferior do dossel. Independentemente de a vegetação ser floresta ou cultura, os perfis de tensão de Reynolds no dossel sempre seguiram uma forma exponencial (BALDOCCHI et al., 1988; AMIRO, 1990; KATUL et al., 2004).

A relação entre estes perfis é de fundamental importância para a compreensão da dinâmica de transporte de compostos químicos e produtos de reação dentro do dossel (DENMEAD e BRADLEY 1987). A hipótese do comprimento da mistura formulada por Prandtl, para obter o perfil logaritmo da velocidade e o perfil constante do fluxo acima do dossel não é válida dentro do dossel (RAUPACH e THOM, 1981).

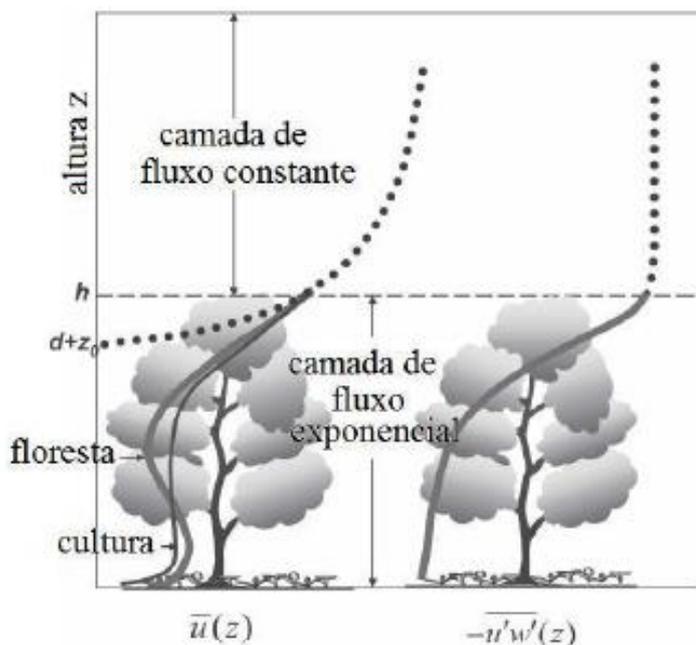


Figura 4- Padrões da velocidade do vento e tensões de Reynolds, dentro e acima do dossel. Fonte: YI et al., 2005.

Durante processo de transporte turbulento de momentum, calor e massa na camada de ar adjacente a vegetação, se torna fundamental conhecer o valor da rugosidade aerodinâmica da superfície (DENMEAD e BRADLEY 1987). Esta rugosidade é descrita pelo comprimento de rugosidade (z_0) e deslocamento do plano zero (d). Estes parâmetros são essenciais nos modelos baseados no método aerodinâmico (fluxo-gradiente) e em correções de medidas obtidas pelo sistema de Eddy covariância (TAKAGI et al., 2003; BALDOCCHI et al., 2001 e 2003).

A altura de deslocamento do plano zero ($0 < d < h$) ocorre quando a superfície aerodinâmica efetiva, não coincide com a interface solo-atmosfera, mas se situa a certa altura (d) em relação ao solo. Portanto é a partir desta altura que a velocidade do vento se torna diferente de zero. Fisicamente, este parâmetro significa a altura, acima de z_0 , até onde não há vento. Seu valor depende da característica da vegetação presente (porte, densidade da folhagem, geometria da copa, etc.), bem como da própria velocidade do vento mais acima (Figura 5).

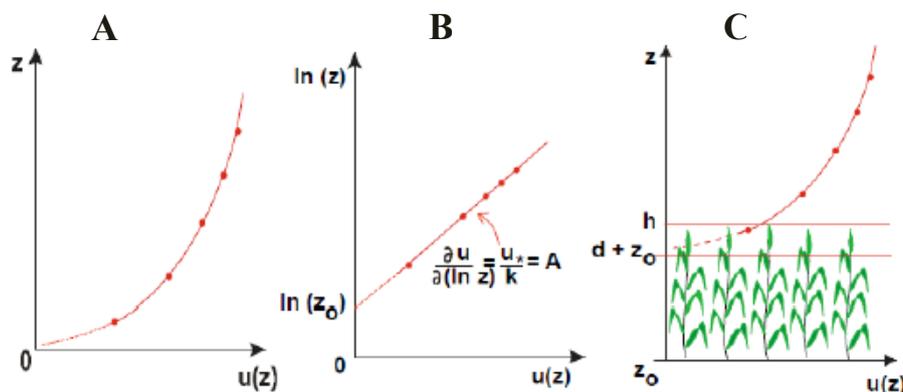


Figura 5- Perfil de velocidade do vento (u_*) sobre superfície não vegetada em escala vertical linear e logarítmica (A e B) respectivamente. Perfil com vegetação de altura h (C). Fonte: Varejão (2006).

Os parâmetros, z_0 e d , funcionam com constantes de integração do perfil da velocidade horizontal do vento acima do dossel, e em condições adiabáticas. Portanto, z_0 é a altura quando a velocidade horizontal do vento tende a zero, ou seja, é o limite inferior de validade do perfil médio, e d é uma constante empírica que compensa o deslocamento vertical da dissipação de momentum da superfície com rugosidade, tendo então os seus valores modelados (LYRA e PERIRA, 2007).

Brutsaert (1982) sugere que o plano zero (z_0) seja aproximadamente 12% da altura da cultura que ($z_0=0,12 h_c$). Entretanto, Tanner e Pelton (1960) sugerem que o plano zero (z_0) seja aproximadamente 13% da altura da cultura ($z_0 = 0,13 h_c$) e o deslocamento do plano zero seja aproximadamente igual a dois terços ($2/3$) da altura da cultura ($d = 0,63 h_c$).

Sob condições de neutralidade atmosférica, o modelo típico do perfil do vento médio, em localidades relativamente homogêneas e abertas, pode ser obtido como função logarítmica da altura, (Equação 1).

$$U_{(z)} = \frac{u^*}{K} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

onde z é a altura da medida da velocidade horizontal do vento; $U_{(z)}$ é a velocidade horizontal média do vento para a altura z ; k é a constante de von Karman (com valor

aproximadamente de 0,4); u^* é a velocidade de fricção e z_0 é o comprimento de rugosidade.

A velocidade de fricção u^* foi inicialmente introduzida como uma velocidade de referência auxiliar e é constante na camada logarítmica. SUTTON (1953) assim se referiu a ela:

“a velocidade de fricção é artificial, mas ela está associada exatamente com a lei do quadrado da velocidade”.

Essa lei foi proposta por Prandtl em 1932. Obviamente, a lei do quadrado da velocidade pode ser derivada da distribuição logarítmica da velocidade (YI et al., 2005). Estatisticamente para condições não neutras, um fator de correção de estabilidade pode ser incluído (STULL, 1988). Esses fatores de correção relacionados com a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, que é válida na mesma camada que a lei logarítmica.

2.3.2 Número de Reynolds

Durante o escoamento turbulento, devido a movimentação dos vórtices, as propriedades atmosféricas variam em função do tempo. Neste intervalo de tempo (Δt), obtém-se uma velocidade média (\bar{u}), por meio da equação 2.

$$\bar{u} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_0}^t u dt \quad (2)$$

Em um dado instante a velocidade horizontal (u) é obtida pela equação 3.

$$u = \bar{u} + u' \quad (3)$$

onde u' é o desvio da média, podendo ser chamado (perturbação ou flutuação).

O número de Reynolds (Re) é adimensional. O valor de Re determina se o escoamento é turbulento ou laminar. Um escoamento não deverá ser turbulento quando Re for menor que 1 ($Re < 1$). Daí para cima, a depender da geometria do escoamento e da estabilidade inicial, o escoamento será turbulento.

A espessura da camada-limite não é limitada e será maior quanto maiores forem os coeficientes cinéticos da viscosidade do fluido e as dimensões do corpo, e será menor quanto maior for a velocidade do fluido. A espessura relativa da camada-limite será tanto menor quanto maior for o número de Reynolds (Equação 4) (FEDIAEVSKI et al., 1979).

$$Re = \frac{u \cdot L \cdot \rho}{\mu} \quad (4)$$

onde u é a velocidade horizontal em metros por segundo (ms^{-1}), L é o comprimento em metros (m), ρ é a massa específica do fluido considerado em quilograma por metro cúbico (kgm^{-3}) e μ a viscosidade do fluido dado em quilograma por metro por segundo ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$). A razão define a velocidade cinemática do fluido (STREETER et al., 1982).

Segundo Bennet (1978), grande parte dos problemas práticos de escoamento de fluidos, relaciona-se muito mais ao escoamento turbulento do que ao laminar. As equações aproximadas que descrevem o escoamento turbulento dependem de tantas hipóteses que se torna difícil dizer quando a coincidência com a experiência é o resultado de simplificações. De modo que nos escoamentos hidrodinâmicos, a transição de escoamento laminar para turbulento, em uma placa lisa, ocorre na faixa de Re entre $2 \cdot 10^5$ e $3 \cdot 10^6$, sendo crítico o valor de Re quando for igual a $5 \cdot 10^5$. Desse modo, pode-se imaginar que o escoamento seja composto por um escoamento médio sobreposto por um turbulento, sendo reconhecido como Notação de Reynolds.

Regras de Reynolds

A média da soma de duas quantidades flutuantes a e b é igual à soma das médias, (Equação 5).

$$\overline{a + b} = \bar{a} + \bar{b} \quad (5)$$

A média do produto de uma constante c por uma variável é igual ao produto da constante c pela média da variável (Equação 06).

$$\overline{c \cdot a} = c \cdot \bar{a} \quad \text{ou} \quad \overline{c \cdot b} = c \cdot \bar{b} \quad (6)$$

A média do produto entre a média de uma variável e outra variável é igual ao produto da média das duas variáveis, (Equação 7).

$$\overline{\bar{a} \cdot \bar{b}} = \bar{a} \cdot \bar{b} = \bar{a} \cdot \bar{b} \quad (7)$$

Aplicando-se essas regras à equação da velocidade horizontal instantânea u dado pela equação 8.

$$u = \bar{u} \cdot u' \quad (8)$$

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

onde se conclui que a média dos desvios é zero.

2.3.3 Transferência de Massa e Energia

O bioma florestas Amazônica é o ecossistema de maior biodiversidade do planeta. Entretanto, esta biodiversidade é pouco evidente pelo fato de que grande parte das atividades na floresta tropical ocorre no dossel, sobre uma camada de folhas e ramos entre 20 e 40m de altura (NICOLAS et al., 2005). Grande parte desta exuberante biodiversidade florestal ocorre no dossel vegetativo, pois ele recebe os primeiros pulsos de energia das variáveis meteorológicas tornando-se fonte de energia da floresta, com milhares de folhas funcionando como pequenos painéis solares destinados a converter luz solar em energia fotossinteticamente ativa (MALHI et al., 2008).

Há muito tempo se reconheceu que o sistema solo-planta-atmosfera está dinamicamente ligado, através de processos físicos, que provocam o transporte de

energia térmica e de massa da superfície para atmosfera. Este fenômeno explica, em certa medida, a importância dos atuais conhecimentos sobre a micrometeorologia das florestas (ABREU SÁ et al., 1988, MARQUES FILHO et al., 2008). A superfície da Terra é um dos principais meios de troca de energia e massa com a atmosfera, e conseqüentemente a transformação da energia solar em outras formas de energia. Além disso, a camada superficial é uma fonte de fricção, o que provoca uma alteração do campo de vento e o processo de troca entre a superfície do solo e a atmosfera. Sendo ainda a principal área de transferência de energia para os processos atmosféricos. Diversos pesquisadores tem investigado a troca de massa e energia entre a superfície e a atmosfera na região Amazônica, (MALHI et al., 2008; ARAUJO et al., 2008; COSTA et al., 2010; VOURLITIS et al., 2011). Ao receber radiação de ondas curtas, provenientes do Sol, a superfície da Terra absorve parte desta energia e apenas uma pequena fração desta energia é refletida.

O processo turbulento que ocorre na camada limite atmosférica tem grande função quanto a transferência de momentum, fluxo de calor Latente (LE) e Sensível (H) para a atmosfera (MARQUES FILHO et al., 2008). Particularmente, o fluxo turbulento que ocorre na camada superficial é essencial para a interação de acoplamento superfície-atmosfera (MARQUES FILHO et al., 2008).

Um pressuposto comum quando se utiliza as técnicas micrometeorológicas, para estimar a transferência de massa e energia, para atmosfera é considerar que as medidas realizadas em um único local representam as propriedades de uma grande região, (MONTEITH 1981; BLACK et al., 2000; COOPER et al., 1992) esta pratica comum é baseada em hipótese para superfície homogênea e horizontal. As estruturas da camada limite turbulenta sobre superfícies horizontalmente homogêneas são bem conhecidos (KAIMAL e WYNGAARD 1990). Entretanto, a influencia de superfícies heterogeneas tem sido intensamente investigada, (GARRATT 1980; RAUPACH et al., 1996; ANDREAS et al., 1998; von RANDOW et al., 2006; MARQUES FILHO et al., 2008; WOLF et al., 2008; ARAUJO et al., 2010).

2.4 BALANÇO DE ENERGIA

Os fenômenos biológicos, físico-químicos, físicos e químicos, que ocorrem no solo estão relacionados com a quantidade de radiação solar na superfície. Portanto, se torna importante o entendimento da partição dos componentes do balanço de radiação solar sobre a superfície, dentre elas, a incidente e refletida e o saldo de radiação (LEITÃO et al., 2000).

O estudo do balanço de energia em uma superfície nos permite estimar as trocas de energia e massa no sistema solo-planta-atmosfera, (FONTANA et al., 1991). Além disso, permitem avaliar possíveis alterações no microclima de uma região vegetada em relação ao seu desenvolvimento e das condições de solo e atmosfera, promovendo informações referentes as taxas de desenvolvimento das espécies de vegetais, umidade de áreas adjacentes, processos convectivos e transporte de energia sob forma de calor (WILSON et al., 2000; MARIN et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2005).

O balanço de energia na superfície se caracteriza por ser uma função entre as interações de longo prazo que envolve o clima, os ciclos biogeoquímicos e entre as relações de pequeno prazo, como a fisiologia dos vegetais e o ciclo diário da camada limite atmosférica. Além disso, para Wilson et al., 2002 a partição do balanço de energia entre fluxo de calor sensível e latente são decisivos na estimativa do ciclo hidrológico, no clima e desenvolvimento da camada limite.

Os componentes do balanço de energia não são constantes ao longo da superfície do planeta, (BROTZGE e CRAWFORD 2002, FOKEN et al., 2006; BORMA et al., 2009) sendo diferente para cada ecossistema, devido as condições de relevo, solo, fenologia das plantas e meteorológicas. Segundo Perez et al., (1999), em ecossistemas de terra úmida o fluxo de calor latente consome maior parte da radiação líquida disponível, já em regiões com restrições hídricas, o maior consumo é priorizado ao fluxo de calor sensível. Entretanto, no caso de floresta tropicais, floresta Amazônica, mesmo durante o período de seca o fluxo de calor latente ainda recebe maior proporção da demanda energética disponível, (MICHILES e GIELOW 2008; ANDRADE et al., 2009; COSTA et al., 2010). Segundo Scott et al., (2003), as transferências de energia e massa são medidos por instrumentos instalados em

estruturas, torres metálicas, acima da superfície de uma região, para determinar as trocas de massa, momentum e energia de um determinado ecossistema.

A superfície da Terra é aquecida por meio de radiação solar, de ondas curtas ($K \downarrow$), e só uma parte dessa radiação é refletida de volta ($K \uparrow$), a energia absorvida pela superfície é emitida apenas parcialmente para a atmosfera como radiação de ondas longas ($I \uparrow$). Além disso, a superfície também absorve radiação de ondas longas devido à emissão das nuvens, partículas e gases ($I \downarrow$). No balanço total, a superfície da Terra recebe mais radiação do que a energia é perdida, ou seja, o saldo de radiação na superfície do solo é positivo. O excedente de energia fornecida será transportado de volta para a atmosfera devido a dois fluxos de energia turbulenta, o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE , evaporação). Além disso, a energia é transportada para o solo, devido ao fluxo de calor do solo (G) e será armazenada por plantas, (ΔS) (Figura 6).

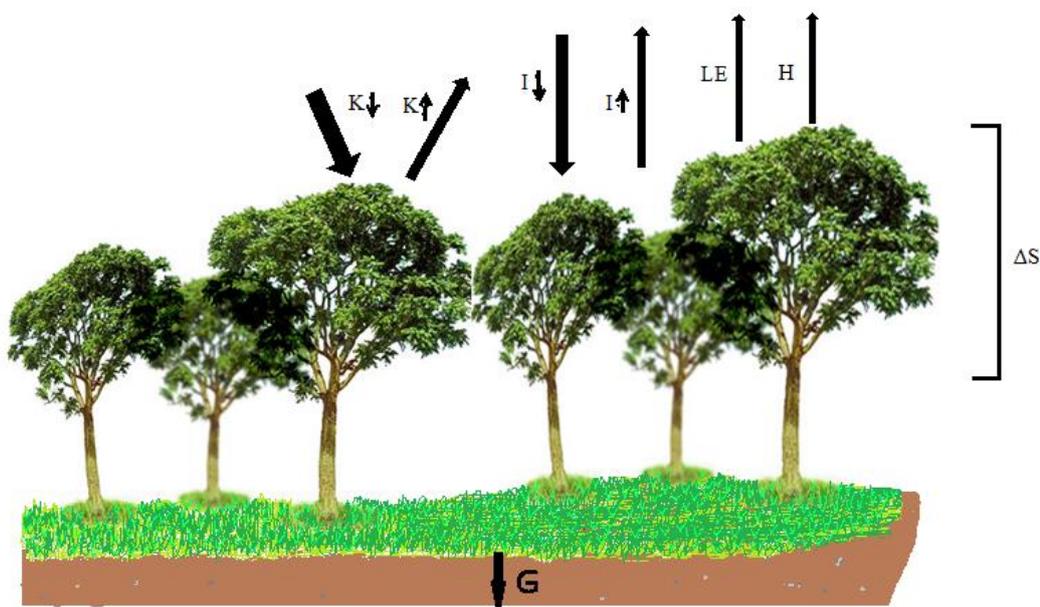


Figura 6- Esquema representativo do balanço de radiação e energia. Adaptado de FOKEN (2006).

O fluxo de calor sensível é responsável pelo aquecimento da atmosfera a partir da superfície até cerca de 100 m durante o dia, exceto para dias com convecção

forte. O balanço de energia na superfície da Terra, de acordo com a lei de conservação de energia é dado por meio da (Equação 10).

$$R_n = H + LE + G + \Delta S \quad (10)$$

onde R_n é o saldo de radiação, H é fluxo de calor sensível, LE é o fluxo de calor latente, G é o fluxo de calor no solo e ΔS é o estoque de energia no dossel.

O fechamento do balanço de energia, pela (Equação 10), é uma ferramenta utilizada para quantificar a confiabilidade e acurácia com que estes componentes da partição da energia na superfície são mensurados. Entretanto, em muitos sítios experimentais, é comum o não fechamento do balanço de energia (DUGAS et al., 1991; TWINER et al., 2000; BROTZGE e CRAWFORD 2002; VOURLITIS et al., 2011; ARRUDA, 2011). Erros instrumentais, heterogeneidade da superfície, podem produzir efeito nas medições do balanço de energia de uma superfície (BROTZGE e CRAWFORD 2002; FOKEN et al., 2006; CAVA et al., 2008).

2.4.1 Métodos Micrometeorológicos

As dinâmicas dos fluxos de massa e energia, especialmente fluxo de calor latente, sensível e CO_2 , são consideradas as mais importantes transferências de massa e energia entre uma superfície vegetada e a atmosfera (ASSENG, 2000; LOWMAN et al., 2008; DANTAS et al., 2011). Suas estimativas podem ser realizadas por meio de técnicas micrometeorológicas, as quais apresentam como principal vantagem, não modificar o ambiente de estudo (DENMEAD e BRADLEY, 1987). Os principais métodos micrometeorológicos de estimativa da produtividade primária líquida são o de correlação de vórtices turbulentos (do inglês “*Eddy Covariance*”, *EC*) e o da razão de Bowen modificada (do inglês “*Modified Bowen Ratio*”, *MBR*) (MEYERS et al., 1996; ANGELL et al., 2001).

O método da Razão de Bowen Balanço de Energia (do inglês, “*Bowen Ratio-Energy Balance*”, *BREB*), é uma técnica muito utilizada para estimar o fluxo de calor e vapor d’água de uma superfície para a atmosfera, (Liu e Foken, 2001; Foken, et al., 2006) o sucesso desta técnica se deve a sua facilidade de uso por se tratar de uma

base teórica simples e finalmente por exigir um modesto aparato instrumental (WOLF et al., 2008).

Uma maneira de identificar problemas sistemáticos associados com fechamento do balanço de energia é avaliar o desempenho, com sistemas de medições independentes (BROTZGE e CRAWFORD 2002, TEIXEIRA e BASTIAANSSEN 2012). Os métodos independentes de medidas de fluxos em uma superfície são o Eddy Correlation (EC) e a Razão de Bowen (BR) sendo os dois mais utilizados (BALDOCCHI, 2008; WOLF et al., 2008). O EC mede diretamente a difusividade turbulenta dos fluxos e fornecem medidas independentes do fluxo de calor latente, sensível e CO₂, velocidade do vento nas componentes horizontais e vertical, velocidade de fricção e concentração de CO₂ do ar. A desvantagem do EC consiste no não fechamento do balanço de energia, o que possivelmente pode estar relacionado ao mau funcionamento dos sensores, quando em condições de chuva e alto custo na aquisição e manutenção. O sistema de BR requer pouca manutenção e é geralmente mais barato, além disso, força o fechamento do balanço de energia, assumi a igualdade da difusividade turbulenta dos fluxos de calor e umidade (TEIXEIRA e BASTIAANSSEN, 2012).

2.5 FLUXO DE CO₂

As trocas líquidas de CO₂ entre a biosfera e atmosfera, ocorrem sob contínua mudança dos fatores externos à biosfera. Os processos fotoquímicos reagem primeiramente em função da disponibilidade de radiação. Por outro lado, os processos bioquímicos são influenciados pela temperatura e pela disponibilidade de minerais e água. A entrada de CO₂ na folha através dos estômatos é limitada, sobretudo pelas consequências da diminuição do potencial hídrico. O principal fator ambiental que determina a intensidade respiratória é a temperatura. Emissões tóxicas ambientais prejudicam todas as etapas das trocas gasosas de CO₂ (KUMAGAI et al., 2004).

Os estômatos além de serem a via de entrada para as trocas gasosas de CO₂, são também a via de saída de água, na forma de vapor, do interior para o exterior da folha. Para absorver CO₂ do meio externo, a planta, inexoravelmente, perde água e,

quando diminui esta perda, também restringe a entrada de CO₂ (KUMAGAI et al., 2004).

Estudos têm sido realizados em diversos biomas, para entender a influência de atividades antrópicas, principalmente no que diz respeito à liberação de gases poluentes para a atmosfera, sobretudo a liberação de CO₂ estocado pelas florestas. O dióxido de carbono (CO₂) é um elemento que em conjunto com a radiação solar, e com presença de água é utilizado pelas plantas continuamente para sintetizarem a glicose, no processo da fotossíntese (BALDOCCHI, 2008).

Existe uma contínua troca de gás carbônico entre os seres vivo e a atmosfera, respiração e fotossíntese, materiais da crosta, combustão e oxidação, e os oceanos. Cerca 90% da matéria que formam os vegetais são provenientes da atmosfera através da atividade fotossintética (BALDOCCHI, 2008).

A fonte de CO₂ necessária para o desenvolvimento das plantas é fornecido através de três sistemas: da atmosfera e da respiração das raízes, do solo e da própria planta (KOCH e MOONEY, 1996), durante o período diurno ocorre absorção líquida de CO₂ da atmosfera pela planta e liberação em menor quantidade no período noturno. Por convenção, densidades de fluxo negativas indicam ganho de massa pela cultura por parte da superfície (BALDOCCHI, 2003; 2008).

O total de dióxido de carbono que existe na Terra, aproximadamente 98% se encontra dissolvido na água dos oceanos, sob a forma de bicarbonato, quase todo o restante está na atmosfera, onde sua concentração oscila muito pouco em torno de 0,5 g CO₂ por kg de ar. Porém, essa concentração, pode aumentar consideravelmente nas vizinhanças dos grandes parques industriais e dos conglomerados urbanos de maior porte. Os processos do ciclo de carbono variam de bioma para bioma, entretanto alguns dos maiores fluxos de dióxido de carbono poderão ser encontrados nas florestas tropicais úmidas que estão entre os mais importantes e menos monitorados ecossistemas do planeta (MALHI et al., 1998). As pesquisas de interação biosfera-atmosfera, do fluxo de carbono permitem que se avalie o impacto de eventuais mudanças ambientais no mesmo, incluindo mudanças no uso do solo, na variabilidade climática e no aumento de concentração de CO₂ na atmosfera, alterando o funcionamento total de um ecossistema natural (GALLON et al., 2006).

A dinâmica do carbono de ecossistemas tropicais brasileiros tem recebido considerável importância, devido a necessidade de compreender os efeitos da mudança da cobertura terrestre, em ciclos biogeoquímicos regionais e globais e o papel dos ecossistemas terrestres tropicais no equilíbrio de CO₂ (VOURLITIS et al., 2004, 2011).

2.5.1 Método da Razão de Bowen

Uma das principais dificuldades encontradas para se estimar o balanço de energia era encontrar os valores dos fluxos de calor latente e sensível, (LE) e (H) respectivamente da equação 10, já que os outros termos são obtidos por medições diretas. Bowen (1926) foi um dos principais pesquisadores nessa área, ao criar um método capaz de estimar os fluxos de forma simples. O método consiste na razão entre os fluxos de calor latente e sensível emitidos por uma superfície d'água, durante o processo de evaporação, em função dos gradientes da pressão de vapor e da temperatura observados sobre a superfície. Além disso, o método está fundamentado no princípio de conservação de energia. Partindo desta relação, vários pesquisadores tem utilizado este método, a chamada razão de Bowen (β), para estimar os fluxos convectivos de calor latente e sensível (CUNHA et al., 2002; LIU e FOKEN 2001; FOKEN, 2006; PEREIRA et al., no prelo).

O sucesso deste método está na possibilidade de utilização em grande escala espacial e temporalmente, por não requerer instrumentos de alto custo, devido a simplicidade do método (TEIXEIRA e BASTIAANSEN, 2012). Mas quando utilizado de forma isolada pode se tornar impreciso. O método parece adequado quando o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente apresentam um mesmo sinal, em geral quando a superfície está mais úmida e quente que o ar, ou quando está mais fria e seca que o ar. Quando a superfície está mais úmida e fria que o ar, como ocorre para o efeito oásis, ou ainda mais seca e quente, como no caso da penetração de uma brisa lacustre fria e úmida sobre uma margem quente e seca, a razão de Bowen pode torna-se negativa (KARAM e PEREIRA FILHO, 2006).

No método BR, presume-se ambos os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) são sobrestimado, com os valores distribuídos entre (H) e (LE) com base na

razão de Bowen (H / LE), o qual define a fração de energia disponível convertida em calor sensível e latente (SÁNCHEZ et al., 2009).

2.5.2 Razão de Bowen Modificada

O termo Razão de Bowen Modificada (RBM), sigla do termo inglês, “Modified Bowen Ratio” foi adotado para sistemas que utilizam a técnica do balanço de energia/razão de Bowen (BREB), com a finalidade de medir gases traços em especial o CO_2 (MEYERS et al., 1996; LIU e FOKEN, 2001; FOKEN, 2006; WOLF et al., 2008, PEREIRA et al., no prelo).

O método utiliza dados de gradiente de concentração de CO_2 em dois diferentes níveis de altura, próximo ao dossel da vegetação. Podendo ser utilizado, dois pontos do perfil de concentração de CO_2 destinado a obter o estoque de CO_2 (ΔC), utilizado como componente da troca líquida de CO_2 com o ecossistema (NEE), (VOURLITIS et al., 2004; ARAUJO et al., 2010).

2.5.3 Correlação de Vórtices Turbulento “Eddy-Covariance”

O método de correlação de vórtices turbulento (EC) é uma técnica mas recente, que tem muitas vantagens distintas, particularmente para observações acima do dossel de uma área vegetada, (FINNIGAN et al., 2003; BALDOCCHI et al., 2001, 2008), é uma metodologia que faz estimativas direta dos fluxos de calor sensível, de calor latente ou fluxo de vapor d’água, bem como o transporte de momentum, baseando-se em séries temporais de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas. A estimativa desses fluxos parte dos conceitos das trocas turbulentas das citadas variáveis entre a superfície e a atmosfera, envolvendo medidas dos desvios da velocidade vertical do vento, da pressão de vapor, da temperatura, dentre outras variáveis (SAUER et al., 1998; HEIKINHEIMO et al., 1999; KELLOMÄKI e WANG, 1999; TOL et al., 2003, BALDOCCHI, 2008). Entretanto, existe um esforço maior para manter, processar e assegurar a qualidade dos resultados durante medições de longa duração (AUBINET et al., 2000; PAPAIE et al., 2006).

O fluxo medido representa o fluxo perpendicular à superfície de um volume de controle, nominal definido no seu início pelo sensor e negligenciando a divergência horizontal, de modo que o sistema torna-se unidimensional (TEIXEIRA e BASTIAANSEN, 2012). Wolf et al., (2008), descobriram que a correção desproporcional do algoritmo de processamento do sistema de EC, aumenta a magnitude do LE e Fc, e conseqüentemente tem um forte efeito sobre a razão de Bowen, medido pelo sistema de EC.

Embora exista uma rede de cerca de 500 sítios de estudo, em todo o mundo, medindo continuamente fluxos de energia e carbono entre a superfície e atmosfera, utilizando o EC, há um crescente entendimento de que a forma de se calcular fluxos verticais turbulentos, não tem sido alcançado. (MAHRT, 2010). A dificuldade associada na determinação das medidas tem sido revisadas por diversos pesquisadores, (Massman e Lee, 2002; Finnigan et al., 2003; Baldocchi, 2003 e 2008; Lee et al., 2004b; Aubinet et al., 2000), todos esses estudos dão especial atenção para os problemas que surgem no período noturno, especialmente quando a turbulência diminui consideravelmente. Além disso, Aubinet et al., (2000), identificou os dois maiores mecanismos micrometeorológicos que podem potencialmente ter um grave efeito sobre as estimativas dos fluxos noturnos, que são, fluxos de drenagens e intermitências.

Historicamente, o fechamento do balanço de energia tem sido aceito como um teste importante dos dados Eddy Covariância (SÁNCHEZ et al., 2009). A preocupação geral foi desenvolvida dentro da comunidade micrometeorológica porque os fluxos de energia de superfície (LE + H) são frequentemente subestimado pelo método EC por cerca de 10-30% em relação às estimativas de energia disponível ($R_n - G - \Delta S$) (WILSON et al., 2002; STANNARD et al., 1994). Um desequilíbrio energético tem implicações na forma como as medições de fluxo de energia deve ser interpretado e como estas estimativas devem ser comparados com simulações de modelagem.

2.5.3.1 Correções aplicadas ao método Eddy covariância (EC)

A precisão das medições realizadas pelo método do Eddy covariância sempre são discutíveis, por apresentar erros associados a problemas instrumentais, fenômenos físicos e especificidades do terreno (FOKEN et al., 2006).

Existe um conjunto de erros, chamados erros de resposta de frequência, dos quais estão incluídos: o tempo de resposta instrumental, separação do sensor, caminho médio, atenuação de flutuação, por amostragem, através do tubo, filtragem passa alta e baixa, incompatibilidade de resposta do sensor e amostragem digital com frequência limitada (MASSMAN e LEE 2002).

Segundo Moncrieff et al., (1996), os erros de tempo de resposta ocorrem porque os instrumentos podem não ser rápidos o suficiente para capturar todas as rápidas mudanças que resultam do transporte turbulento. Erro de separação do sensor se dá por causa da separação física entre os locais em que a velocidade do vento e a concentração são medidos: assim a covariância é calculada para os parâmetros que não foram medidos no mesmo ponto e simultaneamente. Erro de caminho médio é causado pelo fato de que o caminho do sensor não é um ponto de medição, mas preferivelmente uma interação sobre algumas distâncias, portanto ele poderia deixar fora algumas médias causadas pelo transporte turbulento. Erro de tubo de atenuação é observado em analisadores de caminho fechado, causado por atenuação da flutuação instantânea da concentração no tubo de amostragem.

Os erros de resposta de frequência podem também ser causados pela incompatibilidade de resposta do sensor, por filtragem e amostragem digital. Outras fontes significativas de erros incluem: atraso de tempo do sensor (principalmente em analisadores de caminho fechado com longos tubos de admissão), picos e ruídos nas medições, o não nivelamento do instrumento, a flutuação de densidade de Webb-Pearman-Leuning (WPL) devida à umidade do ar, os erros sônicos de fluxo de calor, a banda larga, a sensibilidade de oxigênio, e os dados de erros de preenchimento. Nenhum desses erros é trivial. Combinados, eles podem somar mais de 100% do valor do fluxo inicial medido (TWINER et al., 2000).

Erros de orientação dos sensores são frequentemente impossíveis de orientar, especialmente quando o sensor de velocidade vertical detecta valores não desejados,

ou achar um lugar absolutamente plano. A influência de inclinação do sensor ou a irregularidade do terreno pode alterar a informação do fluxo de vórtice turbulento, causando aparente média da velocidade vertical não nula (KAIMAL e HAUGENS, 1969). O método do Eddy Covariância se torna mais preciso quando o vento, a temperatura, a umidade e a concentração de CO₂ forem constantes e a vegetação subjacente for homogênea sobre terreno plano e de grande extensão (FOKEN et al., 2006). Quando o método for aplicado sobre paisagens naturais e complexas, ou durante as condições atmosféricas que variam com o tempo a quantificação da troca do CO₂ no ecossistema, devem incluir medidas do armazenamento atmosférico (BALDOCCHI, 2003). Calcular as médias dos períodos longos do excesso das medidas do fluxo de CO₂ reduz o erro da amostragem aleatória a valores muito pequenos (BALDOCCHI, 2003).

Nenhum dos erros citados acima é trivial. Combinados, eles podem ser superiores a 100% do valor do fluxo inicial medido. Os principais erros do sistema de aquisição de dados de covariância de vórtices turbulentos e os tratamentos que devem ser adotados para reduzi-los são apresentados na Tabela 1. Para reduzir as incertezas das medidas do sistema de eddy covariância, deve-se procurar minimizar a ocorrência de falhas de dados durante sua aquisição. Para preenchimento das falhas, possuindo um conjunto completo de medidas micrometeorológicas (PAR, temperatura do ar e do solo, umidade, respiração do solo, entre outros) para que a aplicação dos modelos empíricos, muito bem citados por (MONCRIEFF et al., 1996); MASSMAN e LEE 2000); TWINER et al., 2000), entre outros, sejam adequadamente usados.

Tabela 1- Os principais erros, fluxos afetados a extensão dos erros e as soluções adotadas para o sistema de EC.

Principais Erros	Fluxos afetados	Extensão	Solução
Resposta de Frequência	Todos	5-30%	Deve realizar as correções nas respostas de frequência
Diferença de Tempo	Todos	5-15%	Ajustar a diferença
Picos e Ruídos	Todos	0-5%	Removê-los Procurar uma
Desnível do instrumento/fluxo	Todos	0-25%	rotação de ajuste das coordenadas
Flutuação de densidade	H ₂ O, CO ₂	0-50%	Realizar correção WPL Corrigir a
Erro de temperatura Sônica	Calor Sensível	0-10%	Temperatura sônica
Ampliação da banda	Principalmente CO ₂	0-5%	Corrigir ampliação de banda
Oxigênio no caminho	Principalmente H ₂ O	0-10%	Correção do Oxigênio
Falha nos dados	Todos	0-20%	Usar metodologia adequada para preenchimento de falhas

As medições por meio dos sistemas do CE e da MBR, são comuns sobre dois fatores. O fator mais importante é a precisão da medição dos fluxos de energia na superfície, que incluem: o saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), e de

armazenamento na biomassa (ΔS), que diretamente determinam a magnitude de $H + LE$ para o sistema BR, e que constituem uma medida no fechamento do balanço de energia em estudos utilizando CE. Um segundo fator é a diferença entre os dois sistemas, quanto a partição da energia disponível para o fluxo de calor latente (LE) ou para o fluxo de calor sensível (H).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi conduzido em área de floresta de transição, Amazônia-Cerrado, no Sul da floresta Amazônica, a 50 km NE de Sinop nas coordenadas ($11^{\circ} 24' 43,4''$ S e $55^{\circ} 19' 25,7''$ O), estado de Mato Grosso, Brasil, a 423 m acima do nível do mar, onde se encontrava instalado uma torre micrometeorológica metálica de 42m de altura, pertencente ao programa de pós-graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), que participa do projeto “Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia (LBA)” (Figura 7).



Figura 7- Localização da área de estudo.

Fonte: Sanches et al., 2006.

Em inventário florestal, Sanches et al., 2008a, ao medir árvores com ≥ 10 cm de diâmetro, identificou 94 espécies e 35 famílias em uma parcela de 1 ha, próxima a torre micrometeorológica. No entanto, em termos de frequência relativa e da densidade, as espécies *Protium sagotianum* Marchland (Burseraceae), *Tovomita schomburgkii* Planch & Triana (Clusiaceae), *Brosimum lactescens* (S. Moore) C. C. Berg (Moraceae) e *Dialium guianense* (Aubl.) Sandwith (Caesalpinaceae) são responsáveis por mais da metade de todos os indivíduos. A média da área basal das árvores foi de 22,5 m²/ha com densidade de 483 troncos por hectare, com 60% para o total de indivíduos classificados entre 10 e 20 cm de diâmetros SANCHES et al., 2008a. A taxa de produção anual de serrapilheira é de 8 a 10 Mg ha⁻¹ano⁻¹, e a serrapilheira acumulada no solo varia entre 5 e 8 Mg ha⁻¹. Além disso, o índice de área foliar (IAF) varia entre 5 a 6 m² m⁻² durante a estação úmida e de 2 a 2,5 m² m⁻² na estação seca (VOURLITIS et al., 2004; SANCHES et al., 2008b). Vista da torre micrometeorológica da floresta de transição (Figura 8).



Figura 8- Torre da Floresta de Transição.

Fonte: arquivo do (PGFA).

3.2 SISTEMA DE MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS

Os instrumentos necessários para este trabalho foram dispostos conforme ilustrados na figura 9.

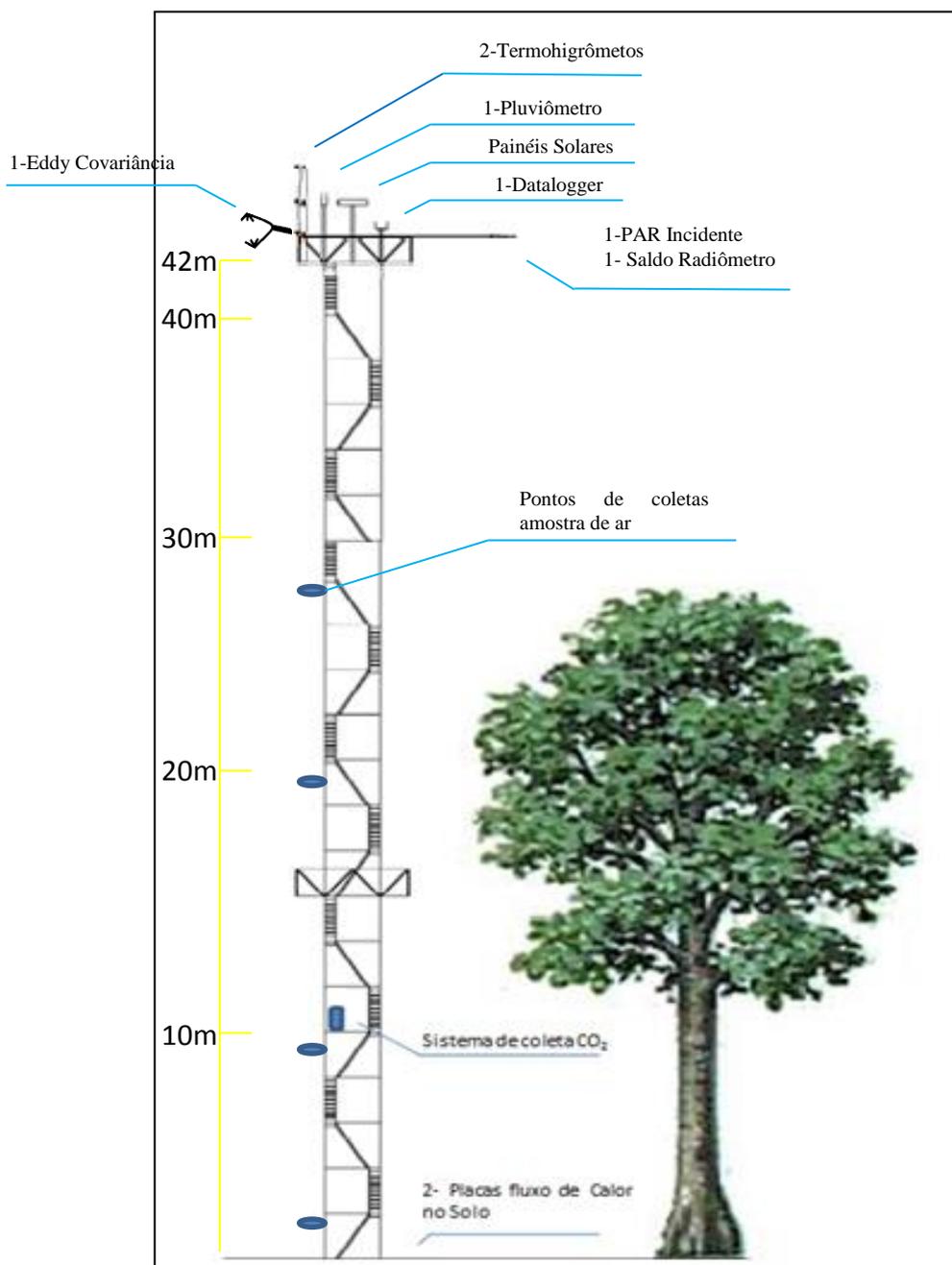


Figura 9- Representação esquemática da torre da Floresta de transição.

3.2.1 Elementos do microclima e do Solo.

O saldo de radiação (R_n) sobre o dossel da floresta de transição foi medido por meio de um saldo radiômetro (Net Radiometer, Kipp & Zonen Delft, Inc., Holland) a 40 m de altura.

Foram realizadas medidas de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) por meio de sensores modelo LI-190SB (LI-COR Biosciences, Lincoln, NE, USA) instalados a 40 m de altura.

A precipitação pluviométrica (PPT) foi medida utilizando-se um pluviômetro Galaxy, (Paraná, Brasil) pertencente à Fazenda Continental, a aproximadamente 4 km do local de estudo, o qual foi fixado em um poste a uma altura de 1,5 m do solo e a uma distância de 15 m de outros obstáculos.

O conteúdo de água no solo foi medido por meio de um reflectômetro de domínio de tempo (TDR), modelo CS615 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA), com orientação horizontal na profundidade de 5 cm. As unidades foram expressas em m^3 de solo por m^3 de água ($m^3 m^{-3}$).

Os gradientes de temperatura do ar (T_{ar}) e umidade relativa (UR) foram obtidos por dois termohigrômetro modelo HMP54AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) com capacidade de medir a umidade na faixa de 0 a 100%, instalados nas alturas de 41 e 28 m.

O fluxo de calor no solo (G) foi obtido por meio de dois fluxímetros de calor no solo (HFT-3.1, REBS, Inc., Seattle, Washington) instalados na profundidade de 5cm.

A concentração de gás carbônico foi medido a 41, 28, 15, 12, 4 e 1 m de altura por um analisador infravermelho de gases (do inglês “*Infra-Red Gas Analyzer*”, IRGA) de circuito fechado (LI-820, LI-COR, USA) conectado a um sistema de válvulas solenóides. Na entrada de cada válvula fixou-se uma mangueira do tipo cristal com um filtro de ar na extremidade oposta para evitar que pequenos objetos se alojassem na célula óptica do IRGA (XU et al., 1999; de ARAÚJO et al., 2010). A abertura e fechamento das válvulas solenoides foram comutadas por um controlador de canal (modelo SDM-CD16AC, Campbell Scientific). Todo o conjunto destinado a obter a concentração de CO_2 foi instalado a uma altura de 10 m acima do

solo. O sistema que fornece as concentrações de CO₂ é composto por seis válvulas solenoides, uma bomba de diafragma, um controlador de canal, um IRGA e por um datalogger, (Figura 10).

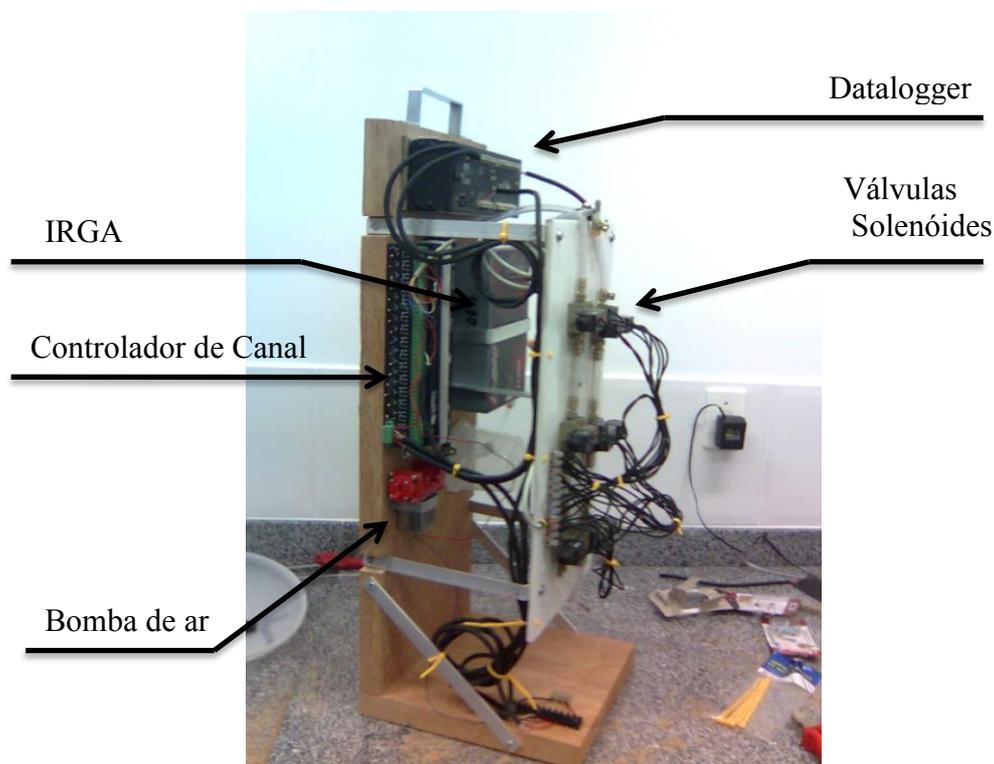


Figura 10- Sistema de coleta de amostra de ar fixo num suporte de madeira.

O armazenamento e a coleta dos dados micrometeorológicos e do solo foram efetuados utilizando-se um datalogger modelo CR10X (Campbell Scientific, Logan, UT, USA), um armazenador de dados do modelo SM4M (Campbell Scientific, Logan, UT, USA) e um multiplexador modelo AM25T (Campbell Scientific, Logan, UT, USA). (Figura 9 e 10) Conforme programação prévia de todos os equipamentos, as leituras foram realizadas a cada 10 segundos e as médias armazenadas a cada 30 minutos pelo sistema de controle, aquisição e registro de dados. O programa utilizado para interface entre datalogger e o computador foi o LoggerNet Versão 3.4.1 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA).

3.2.2 Método do eddy covariance

O método de eddy covariance foi usado para medir os fluxos de CO₂ (Fc), calor latente (LE) calor sensível (H) velocidade de fricção do vento (U*). O sistema é composto por um analisador de gás no infravermelho (IRGA) LI-7500 (LICOR, Inc., Lincoln, NE, USA) de circuito aberto, um anemômetro sônico modelo CSAT3 3-D (Campbell Scientific, Logan, UT, USA), todos acoplados a um datalogger modelo CR-5000 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA).

3.3 CALIBRAÇÃO DOS TERMOHIGROMETROS E IRGA

Os termohigrômetros instalados na torre foram calibrados mantendo-os durante quatro dias, sobre as mesmas condições atmosféricas tendo um intervalo de 10 segundos entre cada leitura. Logo após foram registradas as médias a cada duas horas, utilizando retas de regressões lineares simples, a calibração foi realizada com valores conhecidos de temperatura e pressão atual de vapor d'água que foram obtidas pelo termohigrômetro instalado a 40 m de altura.

O IRGA (LI-820) foi calibrado por meio dos gases, nitrogênio com concentração de 99,9% e o CO₂ a 300 ppm, obtendo assim, o ZERO e o SPAN de calibração respectivamente. O multiplicador para conversão de tensão de saída, opera na faixa de 0-2,5 V que posteriormente é convertido em ppm, para obter os dados brutos de flutuação de CO₂.

Os analisadores de gás infravermelho de caminho aberto foi calibrado usando um gás padrão de 300 e 400 μmolmol^{-1} e um gerador portátil de ponto de orvalho (LI-610; LI-COR, Lincoln, Nebraska, USA), respectivamente (GALLON et al., 2006; VOURLITIS et al., 2004; 2011).

Todos os equipamentos anteriormente mencionados, foram alimentados com tensão de 12V, fornecido por um banco de quatro baterias de 150A, que são carregadas por quatro painéis solares de 64W com regulador de tensão.

As informações necessárias, para este trabalho foram obtidas durante o ano de 2007. Infelizmente em novembro de 2008, o projeto conduzido pelo Programa de Pós-Graduação em física Ambiental (PGFA) da UFMT foi interrompido em virtude

de uma forte rajada de vento que derrubou a torre micrometeorológica, danificando alguns equipamentos.

3.4 ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN

Bowen (1926) formulou a razão β entre o fluxo de calor sensível H e o fluxo de calor latente LE sobre uma superfície como uma função dos gradientes vertical de temperatura e umidade. Na forma discreta e quando a temperatura e umidade são medidas em duas diferentes alturas acima da superfície equação 11,

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho_a c_p K_H \frac{\Delta T}{\Delta Z}}{\rho_a \lambda K_v \frac{\Delta q}{\Delta Z}} \quad (11)$$

onde λ é o calor latente de vaporização, ρ_a é a densidade do ar, c_p é a capacidade térmica do ar, K_H o coeficiente de transporte turbulento do calor sensível, K_v é o coeficiente de transporte turbulento do vapor d'água, ΔT é a diferença de temperatura entre duas alturas, Δq é a diferença de umidade específica entre duas alturas e Δz é a diferença de altura entre os sensores.

Diversas propriedades atmosféricas são transportadas pelo mesmo turbilhão, que se desloca aleatoriamente acima de uma superfície, numa tendência de homogeneização destas propriedades com a altura. Portanto todas as propriedades atmosféricas são igualmente transportadas pelo mesmo turbilhão, esse é princípio que se base a teoria da similaridade (PEREIRA, et al., 1997).

Com base na teoria da similaridade podemos dizer que $K_H = K_v$, então a equação 11 resulta em:

$$\beta = \frac{c_p}{\lambda} \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad (12)$$

A umidade específica, significa uma relação entre massa de vapor de água e massa de ar úmido ($\text{gH}_2\text{O/g ar}$), podendo ser escrita na forma:

$$q = 0,622 \frac{e}{P} \quad (13)$$

onde e é a pressão parcial de vapor e P é a pressão atmosférica.

Mas:

$$\gamma = \frac{c_p P}{0,622 \lambda} \quad (14)$$

em que γ é a constante psicrométrica.

Então substituindo a equação (13) na equação (11), obten-se:

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (15)$$

Combinando com a equação do balanço de energia, o fluxo de calor latente (LE) e sensível (H) podem ser calculados por meio das equações 16 e 17.

$$LE = \frac{-R_n - G - \Delta S}{1 + \beta} \quad (16)$$

$$H = -R_n - G - \Delta S \frac{\beta}{1 + \beta} \quad (17)$$

3.4.1 Critérios de aceitação das estimativas do método da razão de Bowen

Para Perez et al. (1999) as soluções encontradas pelo método do balanço de energia usando a Razão de Bowen para o fluxo de calor sensível (H) e para o fluxo de calor latente (LE) devem ser consistentes com as relações dos gradientes de fluxo.

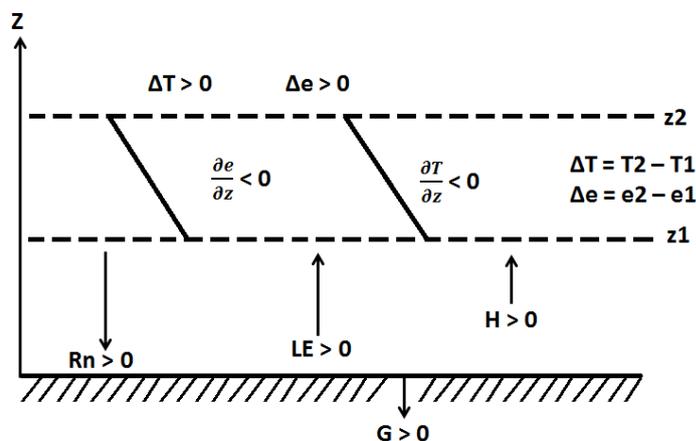


Figura 11- Representação esquemática dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera levando em consideração dois níveis (z_1 , z_2) e representando a convenção de sinais. Fonte: Perez et al., 1999.

Para a correta determinação dos fluxos, é necessário aplicar um conjunto de critérios para selecionar dados apropriados da Razão de Bowen. O critério mais simples é eliminar valores da Razão de Bowen quando as variações da temperatura e da pressão de vapor em dois níveis são da mesma ordem da resolução dos equipamentos utilizados, porém isso nem sempre implica em valores incorretos (UNLAND et al., 1996).

As estimativas de LE e H fornecidas pelo método da Razão de Bowen devem ser correntes com as relações fluxo-gradiente, mas às vezes, as medidas dão sinais incorretos, então Perez et al., (1999) propõem algumas condições para que minimize os erros das estimativas, aproveitando apenas dados coerentes fisicamente com a relação fluxo-gradiente.

$$\frac{\Delta e + \gamma \Delta t}{R_n - G - \Delta S} > 0 \quad (18)$$

Esta expressão deve ser sempre maior que zero, de acordo com as convenções de sinais da (Figura 10). Os dados fornecidos pelo método da Razão de Bowen estarão corretos desde que satisfaçam essa condição de desigualdade, equação 18,

acima de qualquer sinal de $(R_n - G - \Delta S)$, mostrando que apenas algumas combinações de LE e H são possíveis:

A) Quando $R_n - G - \Delta S > 0$: Se $\beta > -1$, então LE deve ser sempre positivo, considerando que H pode ser positivo ou negativo, dependendo do sinal do β . Se $\beta < -1$, os únicos casos possíveis são $LE < 0$ e $H > 0$.

$$R_n - G - \Delta S > 0 \begin{cases} \beta > -1 \begin{cases} LE > 0 \\ H > 0 \text{ se } \beta > 0 \\ H < 0 \text{ se } \beta < 0 \end{cases} \\ \beta < -1 \begin{cases} LE < 0 \\ H > 0 \end{cases} \end{cases} \quad (19)$$

B) Quando $R_n - G - \Delta S < 0$: Se $\beta < -1$, então o único caso possível é $LE > 0$ e $H < 0$. Se $\beta > -1$ então $LE < 0$, considerando que H pode ser positivo ou negativo dependendo do sinal do β .

$$R_n - G - \Delta S < 0 \begin{cases} \beta > -1 \begin{cases} LE < 0 \\ H > 0 \text{ se } \beta > 0 \\ H < 0 \text{ se } \beta < 0 \end{cases} \\ \beta < -1 \begin{cases} LE > 0 \\ H < 0 \end{cases} \end{cases} \quad (20)$$

Segundo Perez et al., (1999), se estas condições não são satisfeitas, o balanço de energia pelo método da Razão de Bowen indicará uma direção incorreta para os fluxos de calor sensível e latente, então devem ser descartados todos os dados que não respeitarem essas condições.

Outra condição que deve ser considerada quando se utiliza o método da Razão de Bowen para a estimativa de LE e H , é quando β aproxima de -1 , fazendo os denominadores das equações (16) e (17) tenderem a zero, o que torna os cálculos de LE e H se tornarem impossíveis, pois ambos perdem o sentido físico. Os valores de β ficam próximos de -1 ao amanhecer, ao anoitecer ou quando ocorre precipitação, pois muda o sentido do gradiente de temperatura, tornando-se oposto ao gradiente de pressão de vapor. Para Ortega-Farias et al. (1996) se β estiver compreendido entre -

$1,3 < \beta < -0,7$ os dados também devem ser rejeitados, pois dependendo da precisão dos equipamentos, dentro dessa margem não corre o risco de dados próximos a -1.

Aplicando as considerações anteriores, alguns valores de LE e H são rejeitados. Para o preenchimento das falhas, devido à exclusão dos dados foram ajustadas algumas regressões lineares utilizando os dados corretos de $(LE+ H)$ confrontando com os dados de (Rn) e $(Rn-G)$. A escolha entre as regressões feitas em função de Rn e $Rn-G$ foi pelo critério do maior valor do coeficiente de determinação (R^2) (RODRIGUES, 2011).

3.5 ARMAZENAMENTO DE ENERGIA NO DOSSEL

A energia armazenada no dossel (ΔS) e na biomassa foi calculada segunda a parametrização proposta por Moore e Fisch (1986), necessitando apenas de medidas de temperatura e umidade específica do ar em um único ponto ao longo do dossel, da floresta, (ARAUJO et al., 2010, VOURLITS et al., 2011).

$$S = S_b + S_c \quad (21)$$

$$S_b = 12,6\Delta T^* \quad (22)$$

$$S_c = 16,7\Delta T + \Delta T \quad (23)$$

em que S_b é a energia estocada na biomassa (Wm^{-2}), S_c é a energia armazenada no dossel devido as trocas de calor sensível e latente (Wm^{-2}), ΔT^* é a variação de temperatura (K) medida na meia hora seguinte, ΔT é a variação da temperatura (K) e Δq é a variação da umidade específica (gKg^{-1}), tanto ΔT^* , ΔT e Δq são calculados em função do tempo.

3.6 ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂ PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN MODIFICADA

O método da Razão de Bowen tem sido utilizado para estimar o balanço de energia e a evapotranspiração (*ET*) de uma superfície vegetada. As diversas propriedades atmosféricas ao se deslocarem, aleatoriamente, acima de uma superfície são transportadas pelo mesmo turbilhão, seguindo uma tendência de homogeneização destas propriedades com a altura. Portanto, todas as propriedades atmosféricas são igualmente transportadas pelo mesmo turbilhão, caracterizando a teoria da similaridade (FOKEN et al., 2006). Ao assumir a igualdade dos coeficientes de difusão turbulenta ao transporte da energia térmica, vapor de água e CO₂, essa técnica pode ser usada para estimar o fluxo vertical do CO₂ medido sobre o dossel de uma superfície vegetada.

O coeficiente de difusão turbulenta do calor latente (K_v ; m² s⁻¹) e sensível (K_H ; m² s⁻¹), foram calculados por meio das equações 24 e 25.

$$K_v = \left(\frac{LE}{\rho_a \lambda} \right) \cdot \left(\frac{\Delta z}{\Delta q} \right) \quad (24)$$

$$K_H = \left(\frac{H}{\rho C_p} \right) \cdot \left(\frac{\Delta z}{\Delta T} \right) \quad (25)$$

em que *LE* e *H* são os fluxos de calor latente e sensível (J m⁻² s⁻¹), ρ é a densidade do ar (mg m⁻³), C_p é o calor específico a pressão constante (1,00467 J g⁻¹ K⁻¹).

O fluxo líquido de CO₂ do ecossistema consiste na diferença entre o CO₂ absorvido na fotossíntese e a liberação durante a respiração pelas folhas, troncos, raízes e pelos microrganismos do solo (Grace et al. 1995; Araújo et al., 2010). O fluxo líquido de CO₂ da floresta de transição (A_{cf} ; μmol m⁻²s⁻¹) foi estimado pela equação 26.

$$F_c = K_c \cdot \left(\frac{\Delta C}{\Delta z} \right) \cdot \left(\frac{1000}{44} \right) \quad (26)$$

em que K_c é o coeficiente de difusão turbulenta do fluxo de CO_2 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), ΔC é a diferença de concentração de CO_2 (mg m^{-3}) entre as duas alturas consideradas e (1000/44) é um fator que converte a unidade do fluxo de CO_2 de $\text{mg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (WOLF, et al., 2008). Aplicando-se a teoria da similaridade para o transporte turbulento, $K_c = K_h = K_v$. A concentração de CO_2 em cada altura (C_{ppm} ; ppm) foi corrigida pelo fator de temperatura (T ; °C) e pressão atmosférica (P_{atm} ; mbar) usando a equação 27.

$$C = C_{ppm} 1,964 \left(\frac{273,15}{T + 273,15} \right) \left(\frac{P_{atm}}{1013} \right) \quad (27)$$

Nas condições normais de temperatura e pressão 1,0 mol de ar ocupa um volume de 22,4 L ou $0,0224 \text{ m}^3$. Concentração mássica (C_M) é igual a:

$$C_M = \frac{C \cdot M_R}{0,0224} \quad (28)$$

em que C é a concentração do gás e M_R é o peso atômico ou massa molecular relativa ao gás considerado, no caso do CO_2 , $M_R = 44\text{g}$.

$$\frac{C \cdot 44}{0,0224} = C \cdot 1964,28 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \quad (29)$$

para:

$$C = 1\mu\text{mol} = 10^{-6}\text{mol} \quad (30)$$

$$C \cdot 1964,28 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} = 1,964 \cdot 10^{-3} \frac{\text{g}}{\text{m}^3} \quad (31)$$

$$1,964 \frac{\text{mg}}{\text{m}^3} \quad (32)$$

Portanto, a equação 32 torna-se uma constante destinada a converter dados de concentração de CO₂ de (ppm) em (mg/m^3).

3.7 CÁLCULOS DOS FLUXOS PELO MÉTODO DO EDDY COVARIÂNCIA

O método de Eddy Covariância (EC) é um princípio de determinação direta dos fluxos, pois calcula a correlação entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade do vento com os desvios temporais da velocidade do vento horizontal. O fluxo de uma grandeza escalar c pode ser escrito como:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (33)$$

onde w é a velocidade vertical do vento, ρ_c é a concentração do escalar c , e a barra horizontal acima do produto destas variáveis representa a média temporal em um determinado intervalo de tempo. Mas, devido à grande quantidade de flutuações observadas nas medidas de velocidade do vento, temperatura e concentração, normalmente estas variáveis são expressas como a soma de uma componente média e outra flutuante (BALDOCCHI et al., 1988; MONCRIEFF et al., 1996). Esta relação é conhecida como decomposição de Reynolds.

Aplicando esta relação às variáveis w e ρ_c obtém-se:

$$w = \bar{w} + w' \quad (34)$$

$$\rho_c = \bar{\rho}_c + \rho'_c \quad (35)$$

onde \bar{w} é o valor médio da velocidade vertical do vento $\bar{\rho}_c$ é o valor médio da concentração do escalar c e w' ρ'_c representam as flutuações em relação à média das suas respectivas componentes.

Substituindo as equações b e c em a encontra-se:

$$F_c = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{\rho}_c + \rho'_c)} \quad (36)$$

Desenvolvendo a equação (36) obtem-se:

$$F_c = \overline{\bar{w}\rho_c} + \overline{\bar{w}\rho'_c} + \overline{w'\bar{\rho}_c} + \overline{w'\rho'_c} \quad (37)$$

Pela lei da conservação de massa a média da velocidade vertical do vento \bar{w} é nula, e os termos com apenas uma componente de flutuação, por definição, também têm a média de todas as suas flutuações nula, então, o fluxo turbulento de um escalar c pode ser escrito por meio da equação (38).

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} \quad (38)$$

onde w' é a variação da componente vertical da velocidade do vento em relação à sua média, ρ'_c é variação da concentração do escalar c em relação à sua média, a barra horizontal acima do produto dos desvios caracteriza a covariância entre w' e ρ'_c .

Portanto, os fluxos turbulentos de CO_2 (F_c), calor latente (LE) e calor sensível (H) são medidos por meio das equações 39, 40 e 41.

$$F_c = \rho \overline{w'C'} \quad (39)$$

$$LE = \rho \lambda \overline{w'q'} \quad (40)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (41)$$

onde q é a umidade específica do ar, T é a temperatura do ar, C é a concentração de CO_2 , c_p é o calor específico do ar a pressão constante, ρ é a densidade do ar seco a 20°C e λ é o calor latente de evaporação.

A figura 12, representa o esquema do volume de controle utilizado pelo anemômetro sônico tridimensional com as componentes da velocidade média do vento v_y e u_x no plano horizontal e, perpendicular a ele, w_z .

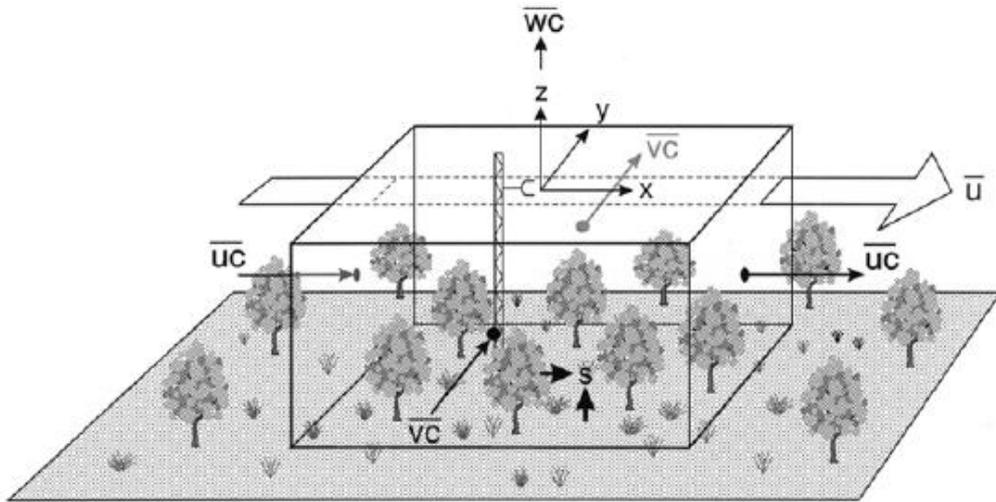


Figura 12- Representação esquemática do anemômetro sônico tridimensional.

Fonte: FINNIGAN et al., (2003).

3.8 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

A instabilidade atmosférica, que também pode ser um indicador da energia potencial disponível que neste caso é a quantidade de energia necessária para que uma parcela de ar se desloque a certa distância verticalmente (MACHADO et al., 2004). A instabilidade atmosférica foi avaliada usando o parâmetro adimensional (Z/L), o que reflete a influência relativa de dinamismo e de cisalhamento na condução da mistura vertical (WOLF et al., 2008).

$$\frac{Z}{L} = -\frac{KgHZ}{\rho C_p T U_*^3} \quad (42)$$

onde (L) é o método da altura de Monin-Obkholve, Z é a altura do sensor de temperatura, ρ é a densidade do ar na temperatura T , C_p é capacidade do calor específico a pressão constante, U_* é a velocidade de fricção do vento, K é a constante de Von-Karmam, H é o fluxo de calor sensível e g é a aceleração da gravidade local (MOHAN e SIDDIQUI, 1998).

3.9 LIMITES DE OPERAÇÃO DOS SENSORES

As viagens até o local de estudo eram feitas mensalmente, quando retiravam-se os dados armazenados no módulo de memória instalado em paralelo ao datalogger. Nestas oportunidades também eram realizados reparos e limpeza dos equipamentos. Os dados micrometeorológicos foram adicionados em um gerenciador de banco de dados, que foi utilizado para fazer a crítica dos dados e processou os limites escolhidos para cada variável com a finalidade de limpar os valores espúrios (MAIA et al 2007, AGUIAR, 2005). Os limites mínimos e máximos para filtrar os dados estão relacionados na Tabela 2.

Tabela 2- Limites inferiores e superiores dos instrumentos.

Variáveis	Valores mínimos	Valores Máximos	Unidades de medidas
Fluxo de calor latente	-50	700	Wm ⁻²
Fluxo de calor sensível	-150	500	Wm ⁻²
Fluxo de calor no solo	-20	20	Wm ⁻²
Fluxo de CO ₂	-50	100	μmolm ⁻² s ⁻¹
Radiação fotossinteticamente ativa	-10	2700	μmolm ⁻² s ⁻¹
Saldo de radiação	-100	1000	Wm ⁻²
Temperatura do ar	10	40	°C
Umidade relativa do ar	25	105	%

3.10 MATRIZ DE CORRELAÇÃO DE KENDALL'S TAU.

Dadas duas amostras de observações medidas numa escala de intervalos ou razões, podemos medir o grau de associação linear entre elas através do coeficiente de correlação de Pearson ou simplesmente coeficiente de correlação amostral (*Pearson product-moment correlation*).

Se tivermos duas variáveis medidas apenas em uma escala ordinal, ou que apresente uma relação não linear, mas monótona (se uma aumenta a outra tem sempre tendência a aumentar, ou a diminuir), o coeficiente de Pearson não pode ser

aplicado. Mais ainda, mesmo quando estamos em condições de aplicar o coeficiente de Pearson, mas não há a garantia dos pressupostos da realização do teste de hipóteses a esse coeficiente, existe como alternativa o coeficiente de correlação de Spearman (*Spearman rank-order coeficiente*). A ideia de construção deste coeficiente é baseada na ordenação. Dadas duas amostras de observações, classificação ou (*rank*) em inglês. Estes coeficientes é um caso particular do coeficiente de Pearson, que são aplicados aos *ranks*. Uma alternativa ao coeficiente de Spearman é o coeficiente τ de Kendall (*Kendall's tau coeficiente*) que se aplica nas mesmas condições.

Existem duas vantagens deste coeficiente sobre o anterior: se as amostras tiverem dimensão muito reduzida e valores repetidos, os resultados do teste ao coeficientes são mais precisos no caso presente; por outro lado, o coeficiente τ de Kendall pode ser generalizado para correlações parciais que são correlações medidas entre duas variáveis após remoção do efeito de uma possível terceira variável sobre ambas. Uma diferença muito importante entre os dois coeficientes (Kendall e Spearman) consiste na sua interpretação e na impossibilidade de comparar diretamente valores provenientes de ambos. Embora o objetivo comum seja o de medir associação, a forma de se fazer é distinta.

O coeficiente de Kendall é muitas vezes descrito como uma medida de concordância entre dois conjuntos de classificações relativas a um conjunto de objetos ou experiências. Basicamente este coeficiente mede a diferença entre a probabilidade das classificações estarem na mesma ordem e estarem em ordens diferentes. O coeficiente de Kendall é calculado por meio da equação 43 (HOLLANDER e WOLFE, 1999).

$$\tau = \frac{n_c - n_d}{\frac{1}{2}n(n - 1)} \quad (43)$$

onde, n_c é o total de pares concordantes, n_d é o total de pares discordantes, n é o número total de pares.

3.11 ANÁLISE ESTATÍSTICA.

Os dados foram analisados por meio do método de Scheirer-Ray-Hare uma extensão do teste de Kruskal-Wallis. Quando a análise de variância de dois fatores (Two-Way ANOVA, Sokal e Rohlf 1995) é replicado e ambos os fatores são os efeitos dos tratamentos fixos. As observações são tratadas em uma tabela de dados, como uma matriz única que posteriormente são classificados (ranks). Em seguida, substitua os dados classificados na tabela de dados realizando uma variância de dois fatores (Two-way ANOVA), como se fossem as variáveis. A variância esperada de qualquer matriz de N classificação é $N(N + 1) / 12$.

A veracidade desta afirmação é verificada por meio do cálculo da soma dos quadrados (SS) de uma pequena matriz e dividindo por $(N-1)$ obtendo o quadrado médio (MS). Uma vez que o cálculo do MS é constante para qualquer N , o que determina o número de dados classificados, podendo ser considerado um parâmetro, obtido por meio da equação 44.

$$H_m = \frac{SS}{MS} \quad (44)$$

onde o parâmetro do cálculo de Scheirer-Ray-Hare - H_m , SS = soma dos quadrados nos tratamentos calculada para a classificação dos dados, MS = quadrado médio.

O cálculo de MS é obtido por meio da soma total da soma dos quadrados (SS) dividida pelo número total de graus de liberdade (df). A distribuição H é uma variante de qui-quadrado (X^2), sendo assim, a tabela utilizada é a mesma do X^2 , com o número de graus de liberdade do tratamento testado. A utilização do teste de Scheirer-Ray-Hare é indicada, por que combina o cálculo prático e eficiente da ANOVA com uma pequena demanda de pressupostos das análises não paramétricas. Em todas as análises deste trabalho adotou-se o nível de significância de 5% ($\alpha = 0,05$). Comparou-se a diferença dos fluxos de LE, H e Fc (número de variáveis, S), (número total de observações, N) quanto aos métodos (EC e MRB) quanto variação entre as estações seca e úmida e interação entre método e estação.

Este teste foi escolhido, pois uma análise preliminar que não detectou homocedasticidade entre os fluxos.

3.11.1 Bootstrap

A técnica *bootstrap* foi utilizada neste trabalho para determinar os intervalos de confiança com 1000 reamostragens.

Em estatística *bootstrap* é uma técnica de aleatorização destinada a estimar e avaliar a variabilidade. O método foi criado por Bradley Efrom (1993), com objetivo de calcular os intervalos de confiança e os limites superior e inferior, quando outras técnicas não são aplicadas. As observações em um conjunto de dados são reamostrados com repetição a partir do conjunto de dados original, e o novo conjunto de dados é então usado para recalculando o teste estatístico de interesse. Isto é repetido um grande número de vezes em geral de 1000 a 10.000, ou mais. O teste estatístico que foi calculado com o conjunto de dados original é comparada com a distribuição daquela resultante das repetidas reamostragens dos dados, para obter um valor de p exato (GOTELLI e ELLISON, 2011).

Além disso, para verificar se houve concordância dos componentes do balanço de energia ($H + LE + G + \Delta S$) da equação (1) em relação à energia líquida disponível (R_n), utilizou-se análises de correlação e regressão para estimar como ($H + LE + G + \Delta S$), variável dependente, se relaciona com (R_n), variável independente. A regressão fornece as equações lineares que mostram como essas grandezas se relacionam (ARRUDA, 2011). Esta correlação determina um número capaz de expressar o grau dessa relação. O coeficiente de determinação (R^2), que é amplamente utilizado, mede a qualidade do ajuste linear simples. Ou seja, quanto mais próximo o coeficiente de determinação estiver de 1,0 melhor será considerado o ajuste (ARRUDA, 2011). Para testar a hipótese de que o coeficiente de correlação entre as variáveis envolvidas é igual a zero, contra a hipótese de que é diferente de zero, foi empregado o teste t, com nível de significância de 0,05. Estas análises permitiram avaliar (se houve ou não diferença significativa entre ambos os métodos EC e RBM) o fechamento do balanço de energia para cada método, Razão de Bowen

(RB) e Eddy Covariance (EC) (AUBINET et al., 2000; ARAÚJO et al., 2002; MICHILES e GIELOW, 2008; ANDRADE et al., 2009; ARRUDA, 2011).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA LOCAL

Os dados para análise foram obtidos entre os meses de janeiro a dezembro do ano de 2007. Por apresentar sazonalidade microclimática, os dados foram separados em duas estações, uma úmida de janeiro a abril depois de outubro a dezembro, e outra seca de maio a setembro. Esta distinção entre estações úmida e seca é importante para melhor compreensão dos processos de absorção e emissão de energia pela floresta, bem como o fluxo de CO₂. Machado et al., (2004), mostraram que as principais diferenças entre floresta e o cerrado ou áreas desflorestadas ocorrem durante a estação seca, enquanto que a magnitude dos ciclos diurno convectivo, como a quantidade de chuvas por exemplo, são bastante semelhantes durante a estação úmida. A seguir são discutidos dados destinados a caracterizar o microclima local, com valores do dia médio mensal.

Os dados de precipitação foram obtidos para todos os meses do ano, com total anual acumulado de 2.161 mm, o mês de janeiro foi o mais chuvoso com precipitação acumulada de 558 mm (26%), enquanto que os meses mais secos foram de maio a setembro, com nenhum evento de precipitação. A umidade do solo seguiu o regime de chuvas, sendo que a maior concentração de umidade no solo ocorreu no mês de fevereiro com 0,21 e o menor em maio com 0,07 m³m⁻³ (Figura 13 A).

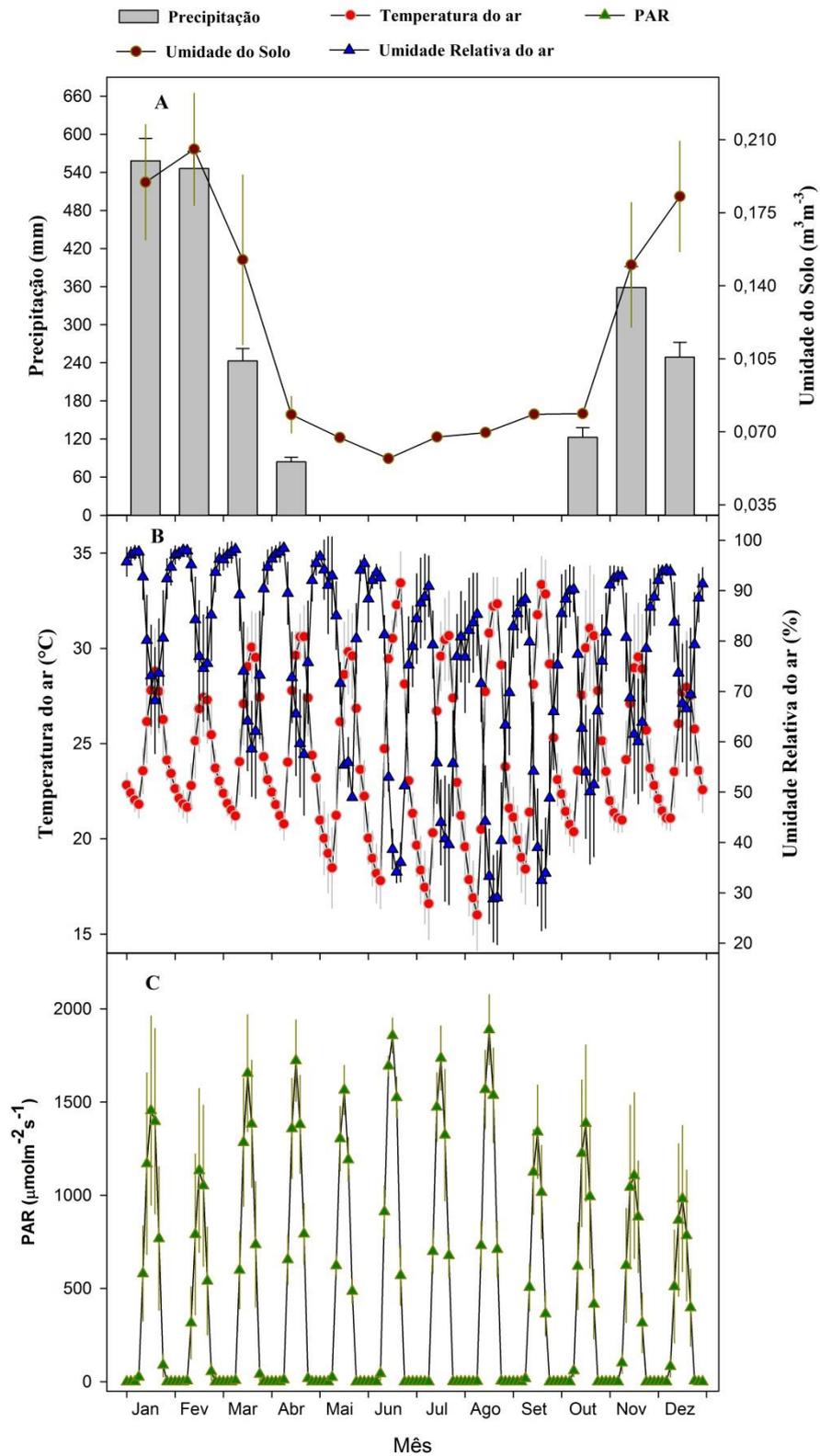


Figura 13- Dia médio mensal, precipitação (mm) e umidade do solo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) A, temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e umidade relativa do ar (%) B e PAR radiação fotossinteticamente ativa ($\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$) em C.

Segundo Vourlitis et al., (2004, 2005), a média anual dos últimos 30 anos foram de 2.037 mm, sendo que os meses mais chuvosos, acima de 100 mm, correspondem ao período de outubro a maio correspondendo a aproximadamente 90% da precipitação acumulada. Além disso, Vourlitis et al., (2011) em trabalho realizado de 2005 a 2008 encontrou uma média anual de 2.107,6 mm, sendo que na estação úmida do ano de 2006-2007 ocorreu a maior precipitação acumulada 2.486 mm. Além disso, von Randow et al., (2012), em trabalho realizado nas fazendas Colosso, próxima a Manaus AM, e Nossa Senhora Aparecida, próxima à Ji-Paraná RO, verificaram que a precipitação média anual ocorrida de janeiro de 2006 a dezembro de 2008 foi de 2792mm e no período de fevereiro de 1999 a dezembro de 2002 foi de 1744mm para as fazendas Colosso e Nossa Senhora Aparecida respectivamente. Borma et al., (2009), em estudo do processo de controle hidrológico e atmosférico da evapotranspiração, na Ilha do Bananal região de floresta Amazônica, constataram que a umidade média do solo durante a estação seca foi de 0,10 ($m^3 m^{-3}$) e na estação úmida, quando ocorre inundação da Ilha, a umidade do solo foi de 0,78 ($m^3 m^{-3}$).

Ainda em região de floresta Amazônica, Dantas et al., (2011) ao estudar a infiltração da água no solo, em condições naturais e com exclusão de chuvas, na floresta nacional de Caxiuanã-PA, constataram que independentemente das condições de umidade do solo, a taxa de infiltração da água se reduz rapidamente nos primeiros minutos após o início da chuvas. Em seguida, apresenta comportamento quase que constante ao longo do tempo.

A temperatura e umidade relativa do ar também apresentaram padrão sazonal ao longo do ano. Durante a estação úmida a temperatura obteve menor amplitude em relação a seca, com temperatura média de 24,58°C ao longo do ano, na estação chuvosa a média foi de 24,7°C, a mínima de 20,36°C e a máxima de 31,08 °C ambas no mês de outubro, durante a estação seca a média foi de 24,3°C, a mínima foi de 16,0°C no mês de agosto e a máxima de 33,55°C ocorrida no mês de junho (Figura 13 B). A média da umidade relativa ao longo do ano foi de 76,51%, durante a estação úmida a média foi de 82,6%, mínima de 49,02% mês de outubro e a máxima da 98,54% ocorrida no mês de abril, e na estação seca a média foi de 68,03% com mínima de 28,4% no mês de agosto e máxima de 98,0% mês de maio (Figura 13 B).

Comportamento semelhante foi observado por Andrade et al., 2009, em estudo destinado a descrever o comportamento de variáveis climatológicas entre outros, constatou que a média sazonal da umidade relativa e temperatura do ar para o ano de 2001, era de 92,47% e 24,55°C durante a estação úmida e na estação seca foi de 79,47% e 25,01°C na Reserva Biológica do Jaru, município de Ji-Paraná RO, e 86,92% e 24,55°C na estação úmida e durante a estação seca foi de 79,04% e 24,26°C na Fazenda Maracaí, Sinop MT.

Em relação a radiação fotossinteticamente ativa (PAR), teve comportamento análogo para todos os meses, apresentando maiores valores médios no intervalo das 10h às 14h. A média do ano foi de 789,27 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, para a estação chuvosa a média foi de 720,33 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ com máxima de 1.850,60 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ ocorrido no mês de abril, já para estação seca a média foi de 888,91 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ com máxima de 1.888,09 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ no mês de agosto (Figura 12 C).

Geralmente as florestas tropicais úmidas na Amazônia apresentam uma sazonalidade na PAR, com os menores valores na estação úmida e maiores na estação seca Xiao et al., (2005), eles alegam que este comportamento foi possível porque na estação seca não houve influência significativa da cobertura de nuvens.

Aguiar et al., (2006), ao estudarem o comportamento do fluxo de massa e energia na Reserva Biológica do Jaru, constataram que a PAR obteve maior disponibilidade de energia durante a estação seca, com pico de 1.466 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ e durante a estação úmida com pico aproximadamente de 1.250 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Além disso, Spolador et al., (2006) constataram que a média da PAR para a estação úmida foi de 992 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ e 774 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ durante os anos de 2001 a 2003 respectivamente, e para este mesmo período a estação seca obteve valores médios de 1.002 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ e 864 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ respectivamente.

4.2 BALANÇO DE ENERGIA

4.2.1 Fechamento do Balanço de Energia

A estimativa do fechamento do balanço de energia foi utilizada neste estudo, para melhor compreender o desempenho dos fluxos de calor latente e sensível em relação ao transporte turbulento.

O desempenho dos métodos (RB e EC), quanto ao fechamento do balanço de energia, foi testado utilizando análises de correlação e regressão. Na figura 14, está representada a relação entre a energia disponível no sistema (Rn) e os fluxos de calor latente (LE), calor sensível (H), calor no solo (G) e estoque de energia na biomassa (ΔS). O coeficiente de determinação, R^2 , entre $(LE+H+G+\Delta S)$ versus (Rn) foi 0,960 e 0,699 para o método da RB e EC respectivamente durante a estação úmida figura 14 (A e B). Durante a estação seca o coeficiente de determinação R^2 foi de 1,00 para o método da RB e de 0,954 para o EC figura 14 (C e D), ($p > 0,01$).

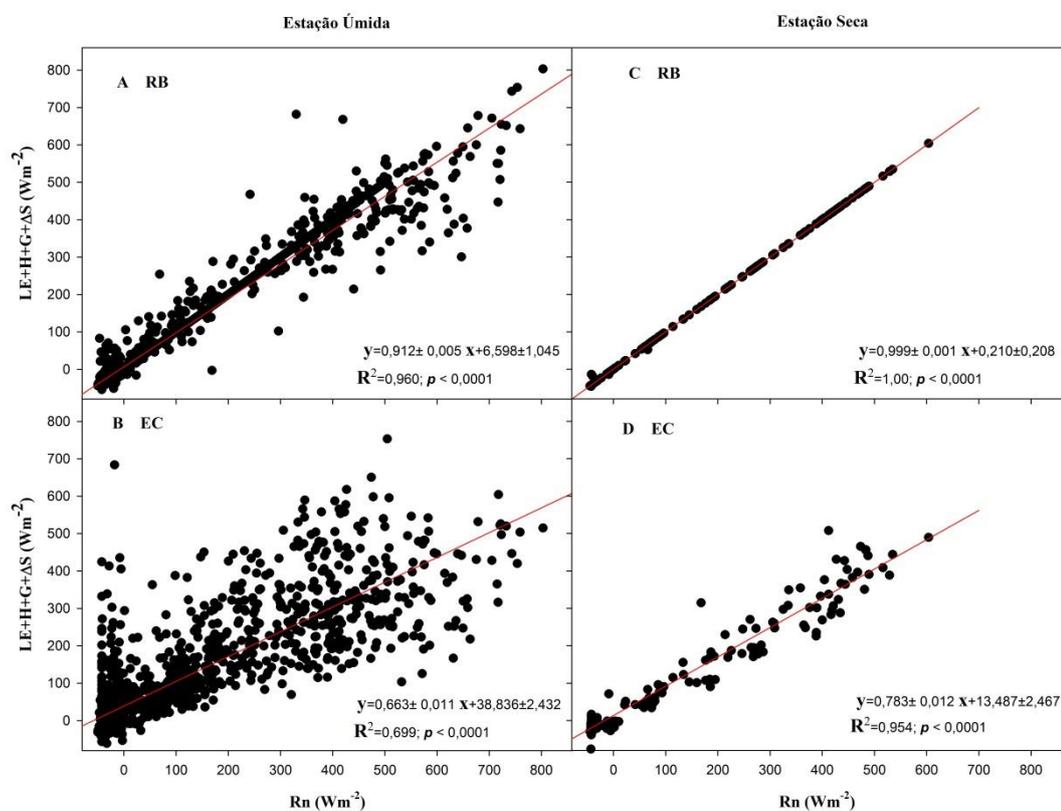


Figura 14- Relação entre a energia líquida disponível (Rn) e os fluxos de Calor Latente (LE), Sensível (H), no Solo (G) e estoque de energia na biomassa (ΔS).

Durante a estação úmida para os métodos da Razão de Bowen (RB) A, do Eddy Covarince (EC) B e estação seca para os métodos (RB) C e (EC) D.

Seguindo as recomendações de Perez, descritas na metodologia, Rodrigues (2010) constatou que o descumprimento de uma das condições podem gerar erros de grandes magnitudes na estimativa dos fluxos de energia, no entanto, ele ainda considerou o erro instrumental pois sem esta correção não fecharia o balanço de energia em 100%. haja visto que o método da RB força o fechamento do balanço de energia.

Porém, neste trabalho, o não fechamento do balanço de energia pelo método da RB durante a estação úmida, figura 14 (A), podem esta relacionado às condições meteorológicas (baixa amplitude da temperatura o que subestima o H) haja visto o fechamento em 100% durante a estação seca.

Diversos estudos de fechamento do balanço de energia tem sido realizado na região de Floresta Amazônica, com objetivo de descrever e compreender temporal e espacialmente a transferência de energia entre a atmosfera e a biosfera.

Dentre estes, destacam-se o trabalho realizado por Michiles e GIELOW (2008), que por meio de um sistema de EC investigou o estoque de energia na biomassa (ΔS), Reserva Biológica do Cuieiras – Amazônia Central, encontrando um fechamento de 0,92 entre o (R_n) e ($LE+H+G+\Delta S$).

Andrade et al., 2009, em estudo realizado em Ji-Paraná - RO e Sinop - MT encontraram um R^2 de 0,77 e 0,85 na estação úmida e 0,70 e 0,78 nas estação seca respectivamente, eles consideraram o fechamento do balanço de energia com a relação ($LE + H$) contra (R_n), eles apontam que o estudo esta de acordo com fechamento de balanço ($R_n = LE + H + G$). Autores como Araújo et al., (2002) e Rocha et al., (2004), observaram em seus trabalhos R^2 de 0,85 em áreas de florestas, valores aproximados com presente estudo foi relatado por Mauder et al., (2007), em um site localizado na Nigéria, onde foi encontrado um R^2 de 0,97 em estudo de fechamento de balanço de energia em ecossistema de savana.

Cava et al., (2008), ao investigar os efeitos de correção das principais causas do não fechamento do balanço de energia, através da análise de dados coletados de um sistema de EC ao longo de uma superfície plana coberta de gramíneas na região

da Apúlia (Itália), constataram por meio de regressão linear, que durante o verão o coeficiente de determinação (R^2) foi de 0,86 com inclinação de 0,82 e interceptação de 2,3 e já durante o outono o R^2 foi de 0,86 com inclinação de 0,76 e interceptação de -6,7.

Durante a estação úmida, a partição da energia líquida disponível ao meio priorizou o fluxo de calor latente (LE) 90,0% seguidos pelo fluxo de calor sensível (H) com 4,7% pelo método da (RB) figura 15 (A). Para o sistema de (EC) o (LE) e o (H) foram de 56,24 % e 26,25% respectivamente, da energia líquida disponível figura 15 (B). Os outros termos do balanço de energia, comum aos dois métodos, distribuíram-se em 1,3% para o fluxo de Calor no solo (G) e 4,0% para o calor armazenado no dossel da Floresta (ΔS) (Figura 15 A e B).

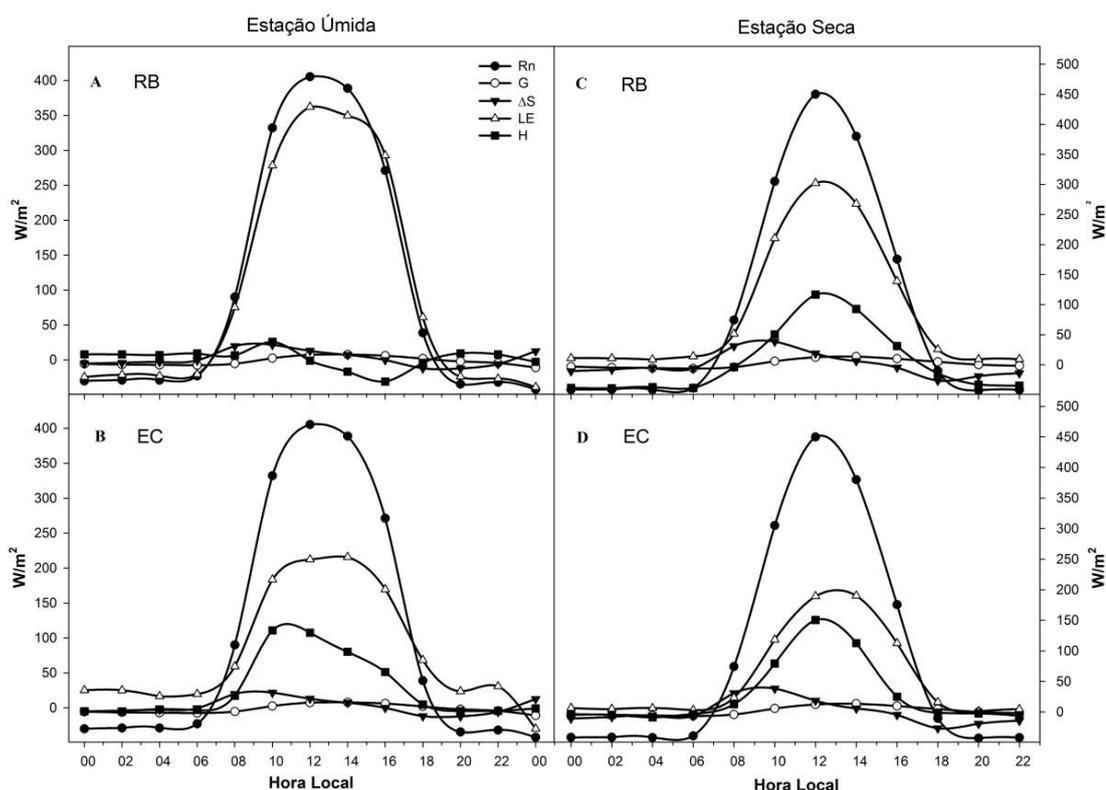


Figura 15- Ciclo diário do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e energia armazenada na biomassa (ΔS), pelo método da RB e EC , durante a estação úmida A e B e estação seca C e D.

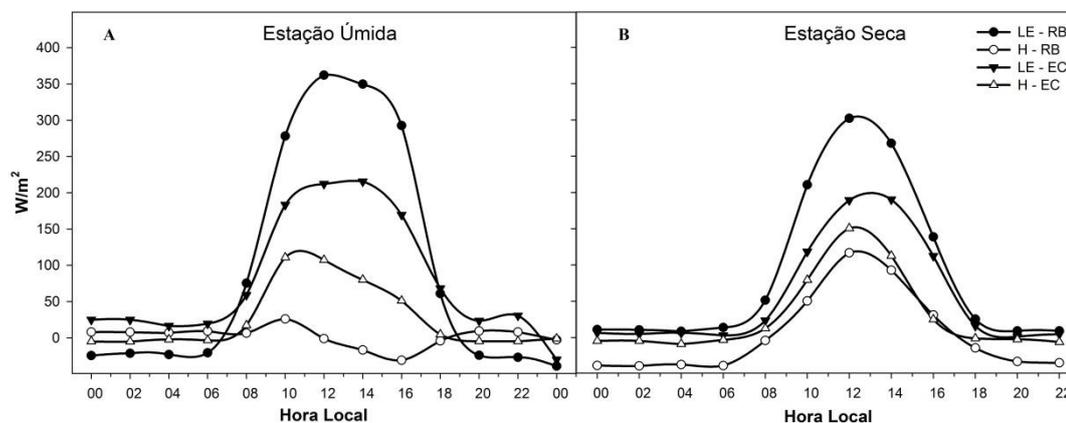


Figura 16- Ciclo diário do fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H), pelos métodos da RB e EC. Durante a estação úmida A e estação seca B.

Para a estação seca a partição da energia líquida ainda houve prioridade no (LE) com aumento do (H), se comparado com (H) da estação anterior, sendo de 70,0 e 20,8% para o método da razão de Bowen. Para o método do (EC) foram de 45,8% fluxo de (LE) e 27,5% para (H). Os demais termos do balanço de energia foram 2,7% para o (G) e 6,5% para o (ΔS) (Figura 15 C e D). A figura 16, confirma as maiores diferenças entre os métodos que é em torno das 12h. A diferença do LE e H entre os métodos, diminui durante a estação seca, possivelmente por haver maior precisão do método RB, devido ao aumento dos gradientes ΔT e Δe , que ocorreu durante as condições mais secas e quentes (TEIXEIRA e BASTIAANSSEN, 2012). Durante a estação úmida, há uma diminuição de temperatura tornando ΔT menor, o que pode ocasionar um β mais incerto. As menores diferenças entre os métodos de ocorrer entre as 7 e 9h no período da manhã e às 15 e 17h na parte da tarde, são períodos em que há inversão térmica da superfície ao receber e liberar energia solar, respectivamente. O motivo para que os valores negativos de H estimados pelo RB, durante o período noturno podem ser decorrentes dos valores de K_h serem menores que K_v , sob condições estáveis e advectivas da atmosfera, fazendo com a teoria da similaridade seja imprópria durante este período, entre estes coeficientes de difusividade turbulenta (VERMA et al., 1978).

McNeil e Shuttleworth (1975), estão entre os primeiros pesquisadores a estudar o fechamento do balanço de energia, comparando os métodos da RB e EC. O

estudo se realizou sobre uma floresta de pinos, utilizando o método do EC eles encontraram uma diferença do fluxo de calor sensível (H) aproximadamente 24% menor quando comparado ao método da RB.

Dugas et al., (1991), em estudo sobre campo irrigado, para diminuir a heteroginidade da superfície, encontraram uma diferença de 23% do (H) e de 33% do (LE) medidos pelo EC menor que o RB.

Em pomar de manga irrigado na cidade de Petrolina-PE, Teixeira e Bastiaanssen (2012), utilizaram cinco modelos matemáticos para investigar o não fechamento do balanço de energia e também compararam os fluxos de energia entre os métodos do EC e RB. Eles encontraram uma contribuição média de 88% da energia líquida disponível para o fluxo turbulento ($LE + H$), por meio do método EC, durante o período de 2003-2005. Ainda durante o mesmo periodo, o fluxo de H medido pelo EC foi 25% maior que o da RB, já o fluxo de LE entre os dois métodos teve boa concordância mesmo com uma subestimação EC de aproximadamente 20% em relação ao RB, o LE foi em média 5% menor que o da RB. Eles alegam que o não fechamento do balanço de energia podem estar associados a imprecisão do Rn e do G .

Rodrigues (2011), ao estudar o fechamento do balanço de energia em área de cerrado próximo a cidade de Cuiabá-MT por meio do método da RB, verificou que durante a estação seca a energia líquida disponível priorizou o fluxo de calor sensível (H) com 53,7 e 82,62% para os anos de 2009 e 2010 respectivamente, ainda neste período o (LE) foi de 35,14 e 14,37% seguido por (G) de 11,2% e 3,0% , e que durante a estação úmida o (LE) obteve maior partição da energia líquida disponível com 60,8% e 61,8% seguidos por (H) com 37,5 e 36,9% e (G) 1,6 e 1,3% durante os anos de 2009 e 2010 respectivamente.

Borma et al., (2009), em estudo realizado na Ilha do Bananal utilizando sistema de EC, verificaram o não fechamento do balanço de energia, em aproximadamente 17 a 25% da energia líquida disponível durante a estação úmida e de aproximadamente 22% durante a estação seca, eles observaram ainda que os valores do fluxo de calor sensível (H) diminui durante a estação úmida em relação a seca, já o fluxo de calor latente (LE) ocorre comportamento inverso, no entanto, os valores do (LE) sempre foram maiores do que os de (H) em ambas as estações.

Sánchez et al., (2009), ao estudar o fechamento do balanço de energia em floresta de boreal na Finlândia, utilizando dois sistemas independentes de medição de fluxos o EC e o sistema de RB, verificaram que o R^2 , entre os os dois métodos foi de 0,72 para o (H) e de 0,42 para o (LE). Além disso, eles encontraram um coeficiente de determinação de 0,94 entre ($LE+H+G+\Delta S$) contra (Rn) medido pelo sistema de EC.

Liu e Foken (2001), ao estudarem o balanço de energia pelos métodos do (EC) e (RB) em região de pastagem próximo a cidade de Falkenberg (Alemanha), constataram que os valores de (LE) e (H) medidos pelos sistemas de (RB) foram superiores aos valores medidos pelo (EC) em aproximadamente $180\pm 40 \text{ Wm}^{-2}$ e $30\pm 20 \text{ Wm}^{-2}$ respectivamente. A avaliação dos erros associados aos métodos da (RB), podendo chegar a aproximadamente 35% para o (H) e 55% para o (LE) devido ao não fechamento do balanço de energia. A fim de evitar as limitações teóricas do método da (RB), eles modelaram por meio da análise dos resíduos, determinando os fluxos de (LE) e (H) por meio de anemômetro sônico mediram a temperatura e umidade em dois níveis. Os resultados mostram que a flutuabilidade dos fluxos medidos estão dentro da faixa instrumental, com erros menores que 10%, e o fluxo de calor latente pode ser obtido com erros menor que $\pm 20\%$, eles alegam que estes erros estão dentro do intervalo típico medidos pelo método de EC e muitas vezes dentro da mesma faixa de precisão. Os resultados indicam que a análise dos resíduos é válida mesmo quando β se aproxima de -1.

Brotzge e Crawford, (2002) durante o projeto OASIS (*Oklahoma Atmospheric Surface-Layer Instrumentation System*), Estados Unidos, composto de dez sites experimentais equipados com quatro sistemas de EC, Rn e G em cada site, e apenas o site da cidade de Foraker possuía um sistema da RB além da instrumentação dos outros nove sites. Com objetivo de identificar problemas associados com o fechamento do balanço de energia. Várias fontes de erros foram encontradas, os quais afetam negativamente o fechamento. Primeiro, o erro de instrumentação entre radiômetros líquidos e sensores de umidade do solo, o que levar a uma maior incerteza em Rn e G . Em segundo lugar, a heterogeneidade das características do solo combinados com incerteza instrumental em medir a temperatura e o fluxo de calor no solo também contribuiu para grande diferenças

local de G . Tal variabilidade espacial questiona a representatividade das medições pontuais em escala de G . Terceiro, subestima de LE pelo método do CE (quando comparado com estimativas do BR) tendem a coincidir com o não fechamento, sendo portanto, inferior a 100%. Assim, enquanto que as grandes variações positivas ou negativas no fechamento poderiam ocorrer como um resultado de erro do sensor e heterogeneidade superfície, o fechamento foi sistematicamente reduzido por uma subestimação em LE . Em geral, os locais onde se utilizou o EC o fechamento anual do balanço de energia foi de aproximadamente 95,9% com desvio padrão de $\pm 10,1\%$.

Entretanto, segundo Ohmura (1982), os fluxos medidos pelos métodos da (RB) não podem ser utilizados durante os horários do amanhecer e do entardecer, quando ocorre precipitação e durante o efeito oasis, quando a direção do (LE) é oposta a (H).

4.3 FLUXO DE CO₂

Diversos trabalhos tem sido realizados, comparando o fechamento do balanço de energia por meio de métodos independentes, o que ajuda na sua melhor compreensão em especial os fluxos turbulentos (LE) e (H). No entanto, poucos trabalhos estimam e avaliam o fluxo de CO₂ por meio de métodos micrometeorológicos, utilizando instrumentos independentes em região de floresta Amazônica.

O fluxo de CO₂, estimado pelo método da RBM, tem sua base teórica fundamentada na relação direta do coeficiente de difusividade turbulenta do CO₂ (K_c), (Equação 26), podendo ser substituído por outro coeficiente de difusividade turbulento conhecido. No entanto, a turbulência tem forte correlação com a estabilidade atmosférica, e que ao longo de períodos de neutralidade e estabilidade atmosférica podem violar a teoria da similaridade, quando há diferença entre os coeficientes de difusividades turbulentas (DENMEAD e BRADLEY, 1987; BROTZGE e CRAWFORD, 2002; WOLF et al., 2008; TEIXEIRA e BASTIAANSEN, 2012).

Para melhor compreender a dinâmica do fluxo de CO₂ na floresta de transição utilizou-se a correlação de Kendall's Tau, com o objetivo de verificar qual dos fluxos

de CO₂ estimado pelo método da RBM, em função dos coeficientes de difusividade turbulenta K_v e K_h , melhor se correlacionam com a estabilidade atmosférica, (Tabela 3).

Tabela 3 - Matriz de correlação de Kendall's Tau, onde Z/L é o parâmetro de estabilidade atmosférica, F_{K_h} e F_{K_v} são os fluxos de CO₂ estimados pela RBM em função do coeficiente de difusividade turbulenta do Calor Sensível e Latente respectivamente, Rn é a radiação líquida disponível e F_{EC} é o fluxo de CO₂ medido pelo EC. * p-valor < 0,01.

Variável	Z/L	F_{K_h}	F_{K_v}	Rn	F_{EC}
Z/L	1,000				
F_{K_h}	0,094*	1,000			
F_{K_v}	-0,143*	0,201*	1,000		
Rn	-0,434*	-0,024	0,150*	1,000	
F_{EC}	0,367*	0,111*	-0,032	-0,403*	1,000

O sinal negativo que aparece em alguns valores indicam a existência de uma relação de proporcionalidade inversa, ou seja, quando uma grandeza aumenta a outra diminui. Com exceção das variáveis ($Rn \times F_{K_h}$) e ($F_{EC} \times F_{K_v}$) que estiveram fracamente correlacionadas, -0,024 e -0,032 respectivamente, todas as outras estiveram fortemente correlacionadas. Sendo que os maiores índices foram da correlação ($Rn \times Z/L$) com valor de -0,434 e ($Rn \times F_{EC}$) com valor de -0,403. A correlação entre os fluxos estimados pelo método da RBM contra o parâmetro da estabilidade atmosférica, também apresentaram correlação significativa 0,094 para correlação entre ($F_{K_h} \times Z/L$) e de -0,143 para ($F_{K_v} \times Z/L$) (Tabela 3).

Além disso, utilizou-se o teste estatístico H_m (Scheirer-Ray-Hare) para detectar possíveis diferenças entre os fluxos de LE , H e F_c entre as estações os métodos e interação entre método e estação (Tabela 4). O fluxo de CO₂, estimado pelo método da RBM, foi testado em função dos coeficientes de difusão turbulenta do calor sensível e latente F_{K_h} e F_{K_v} respectivamente.

Tabela 4- Escore dos Fluxos de CO₂ (F_{EC,K_h} e F_{EC,K_v}), calor latente (LE) e sensível (H) do teste de Scheirer-Ray-Hare (H_m) e p-valor (p). Em relação a Estação (seca e úmida), Método (EC) (MRB) e Interação entre Estação e Método.

Fator	Variável	H_m	P
Estação	F_{EC,K_h}	7,63199	$5,73 \times 10^{-3}$
	F_{EC,K_v}	0,00301	0,95625
	LE	26,1781	$3,1 \times 10^{-7}$
	H	11,3506	$7,5 \times 10^{-4}$
Método	F_{EC,K_h}	29,5044	$5,6 \times 10^{-8}$
	F_{EC,K_v}	0,14701	0,7014
	LE	3,71734	0,05385
	H	23,8224	$1,1 \times 10^{-6}$
Estação *	F_{EC,K_h}	0,37067	0,54264
	F_{EC,K_v}	0,0029	0,95707
	LE	0,0186	0,89151
	H	0,00865	0,9259

Em relação ao fator estação são verificadas diferenças entre os ranks médio dos fluxos de CO₂ F_{EC,K_h} ($p = 5,73 \times 10^{-3}$), LE ($p = 3,1 \times 10^{-7}$) e H com ($p = 7,5 \times 10^{-4}$). No entanto, ainda em relação ao fator estação o teste não detectou diferença entre o rank do fluxo de CO₂ F_{EC,K_v} ($p = 0,95625$). Para o fator método, o teste verificou diferença entre os ranks médio dos fluxos de CO₂ F_{EC,K_h} ($p = 5,6 \times 10^{-8}$) e H ($p = 1,1 \times 10^{-6}$), mas não detectou diferença entre os ranks médios dos fluxos de CO₂ F_{EC,K_v} ($p = 0,7014$) e LE ($p = 0,05385$). Já para o fator interação entre estação e método, o teste de Scheirer-Ray-Hare (H_m) não detectou diferença entre os ranks médios dos fluxos Tabela 4.

As diferenças significativas supracitadas podem ser observadas nos intervalos de confiança *bootstrap* apresentados na (Tabela 5 e 6). Os fluxos F_{EC,K_v} não foram significativos para as diferenças entre seu ranks, em relação as estações (úmida e seca) tabela 5 e entre os métodos (EC e RBM).

Tabela 5- Mediana e intervalo de confiança *bootstrap** (Limites superior e inferior) dos ranks dos fluxos de CO₂ em função dos coeficientes de difusividade turbulenta (Fc-Kh e Fc-Kv), dos fluxos de LE e H em relação ao fator estação (Úmida e seca).

Variável	Estação	Mediana	Limite Inferior	Limite Superior
Fc-Kh	Úmida	1,3600	1,0842	1,7680
	Seca	0,9155	0,5649	1,3819
Fc-Kv	Úmida	-0,2720	-0,5189	-0,1048
	Seca	0,3797	0,1260	0,5977
LE	Úmida	11,3536	8,6330	14,3138
	Seca	19,8053	16,0714	22,8653
H	Úmida	0,6872	0,1167	1,5450
	Seca	-0,8587	-2,5609	0,2777

* Foram efetivada 1000 reamostragens.

Tabela 6- Mediana e intervalo de confiança *bootstrap** (Limites superior e inferior) dos ranks dos fluxos de CO₂ em função dos coeficientes de difusividade turbulenta (Fc-Kh e Fc-Kv), dos fluxos de LE e H em relação ao fator método (EC e RB).

Variável	Método	Mediana	Limite Inferior	Limite Superior
Fc-Kh	EC	0,6924	0,3146	1,0872
	RB	1,8771	1,5055	2,2128
Fc-Kv	EC	0,6924	0,3303	1,0693
	RB	-0,5861	-0,7966	-0,3910
LE	EC	24,1823	20,0825	29,9910
	RB	4,1306	0,8732	29,9910
H	EC	-0,3655	-0,5851	-0,0590
	RB	4,4788	2,7872	5,4205

* Foram efetivada 1000 reamostragens.

4.3.1 Análise das diferenças dos Fluxos de calor e CO₂

As diferenças entre os fluxos obtidos pelos métodos do EC e RBM foram analisadas em relação às condições meteorológicas prevalentes, em particular a estabilidade atmosférica. A estabilidade foi avaliada usando o parâmetro adimensional Z/L conforme equação 42, quando positivo indica uma camada limite estável estratificada (típica à noite), se negativo indica uma camada limite instável (típica durante o dia) e se os valores forem muito pequenos, tendendo a zero, indica uma camada neutra onde a mistura é impulsionado principalmente por cisalhamento do vento. A diferença entre os fluxos foi definida em termos absolutos, ou seja, (Fluxos EC – Fluxos MRB). Além disso, a diferença absoluta foi usada para melhor conhecer e compreender a frequência que ocorre as maiores e menores diferenças entre os fluxos, em relação à estabilidade atmosférica possibilitando observar as dependências dos fluxos em função dos coeficientes de difusividade turbulenta (Figuras 17).

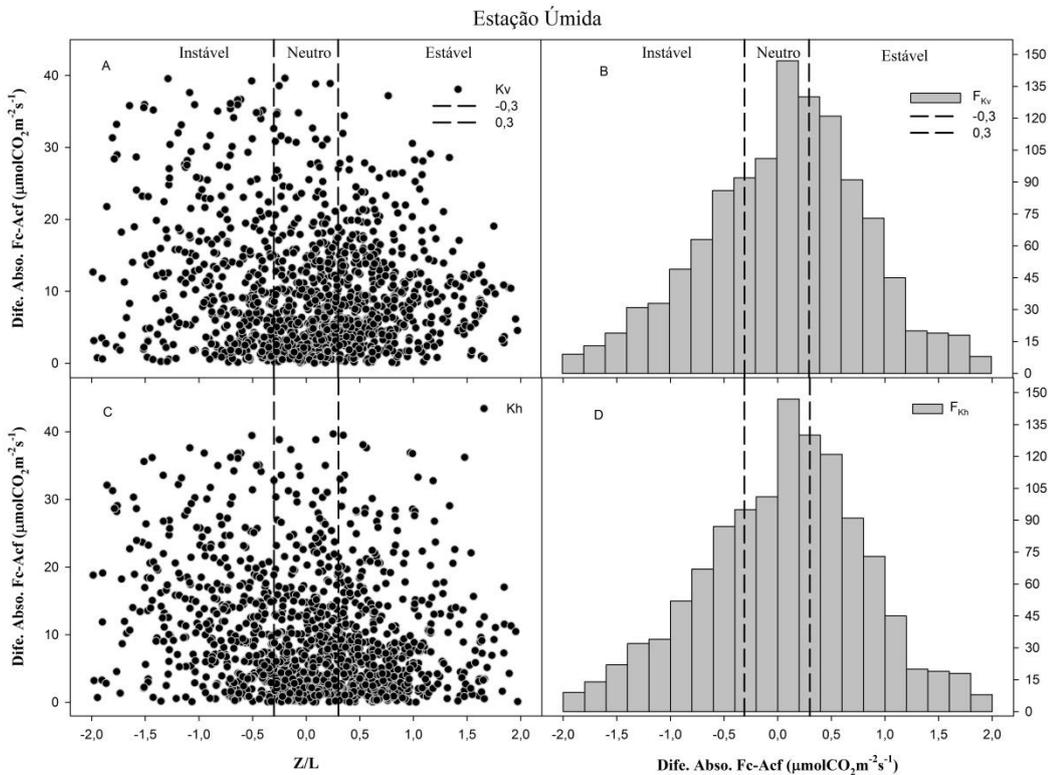


Figura 17- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de CO₂ pelos métodos do EC e RBM (Acf) (A e C), histograma de frequência

que ocorrem diferenças entre os fluxos de CO_2 (B e D). Em relação dos coeficientes de difusividade turbulenta (K_v e K_h), durante a estação úmida.

As diferenças entre os fluxos de CO_2 predominou em condições de fluabilidade neutra com 40,2% e 40,0% estimados em função dos coeficientes de difusividade turbulenta do calor latente (K_v) e calor sensível (K_h) respectivamente figuras 17 (B e D). Ainda as menores diferenças entre os fluxos para este escalar, sob condições de equilíbrio atmosférico, se distribuíram em 26,0% e 26,8% durante a instabilidade e 33,8 e 33,2% durante a estabilidade, em função dos coeficientes de difusividade do K_v e K_h respectivamente figuras 17 (B e D). Em geral, as diferenças absolutas dos fluxos de CO_2 durante a estação úmida foram semelhantes. No entanto, observa-se que grande parte das maiores diferenças entre os fluxos ocorreram em período de instabilidade atmosférica e as menores ocorreram em períodos de neutralidade e estabilidade atmosférica (Figuras 17 A e C).

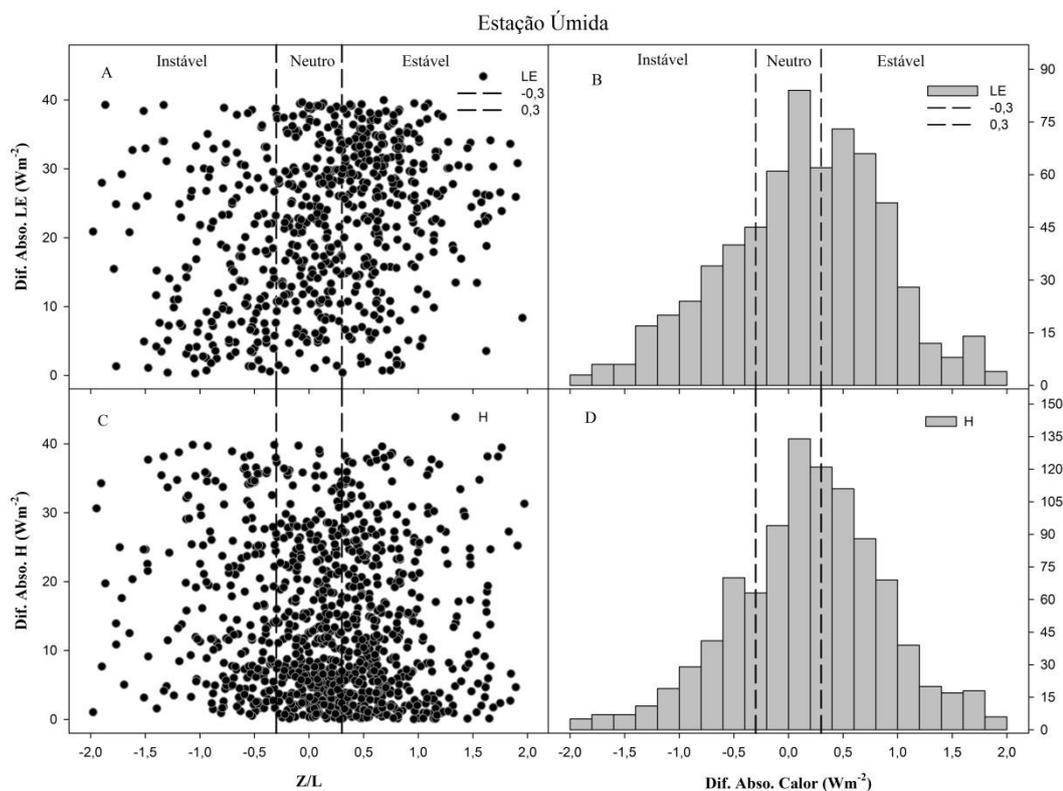


Figura 18- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de LE e H, pelos métodos do EC e RB, (A e C). Histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de LE e H, (B e D), durante a estação úmida.

Ainda durante a estação úmida, a diferença absoluta entre os fluxos de LE e H também predominaram em condições de fluuabilidade neutra 39,0 e 38,0% respectivamente, para estes escalares as condições de instabilidade atmosférica foi de 22,8 e 19,5% e em condições de estabilidade foi de 39,0 e 38,0% das diferenças absolutas dos fluxos de LE e H respectivamente (Figuras 18 B e D). Grande parte das maiores diferenças do fluxo de (LE) ocorreu em período de estabilidade figura 18 (A), e as menores diferenças, se concentrou em período de neutralidade e estabilidade atmosférica (Figura 18 C).

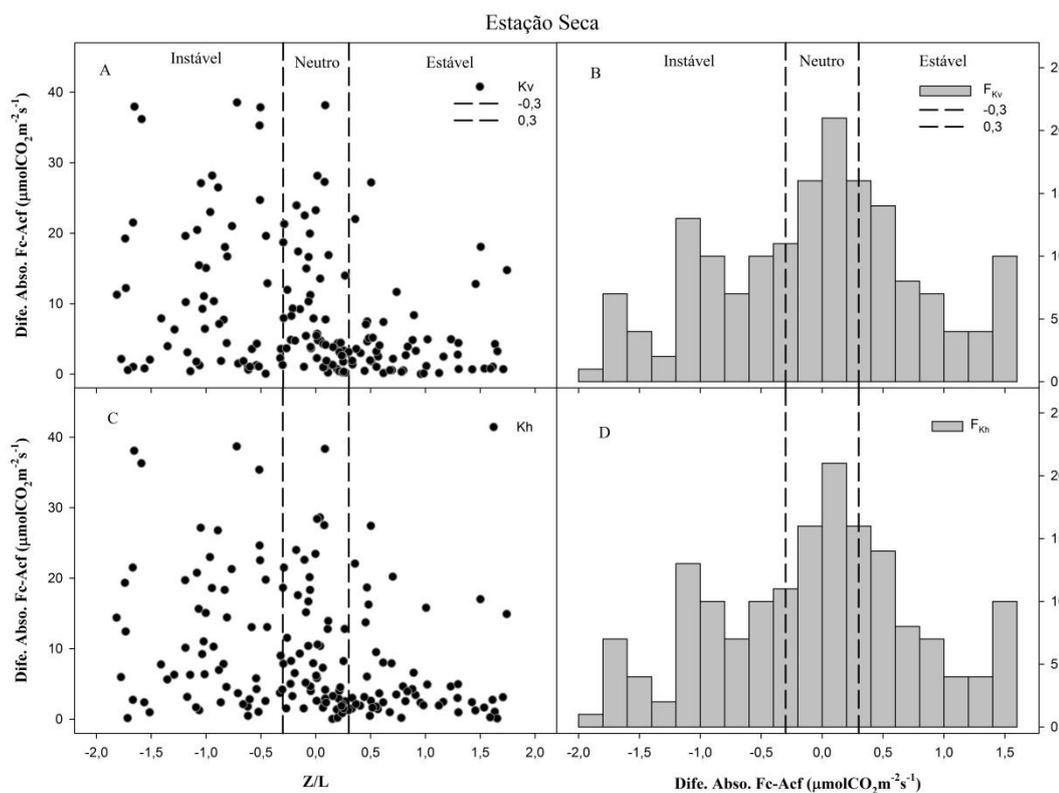


Figura 19- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de CO_2 pelos métodos do EC e RBM (Acf) (A e C). Histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de CO_2 (B e D). Em relação dos coeficientes de difusividade turbulenta (K_v e K_h), durante a estação seca.

As diferenças entre os fluxos de CO_2 durante a estação seca, teve comportamento semelhante entre os fluxos estimados em função dos K_v e K_h , sendo de 38,8% em condições de fluuabilidade neutra da atmosfera, sob condições de

instabilidade foram de 32,7% e sob condições de estabilidade atmosférica foram de 28,5% figura 19 (B e D). Observa-se também, um aumento da diferença absoluta entre os fluxos de CO_2 a partir da estabilidade atmosférica, onde houve concentração das menores diferenças, até o período de instabilidade havendo uma maior dispersão entre os valores máximos e mínimos das diferenças absoluta dos fluxos de CO_2 (Figura 19 A e C).

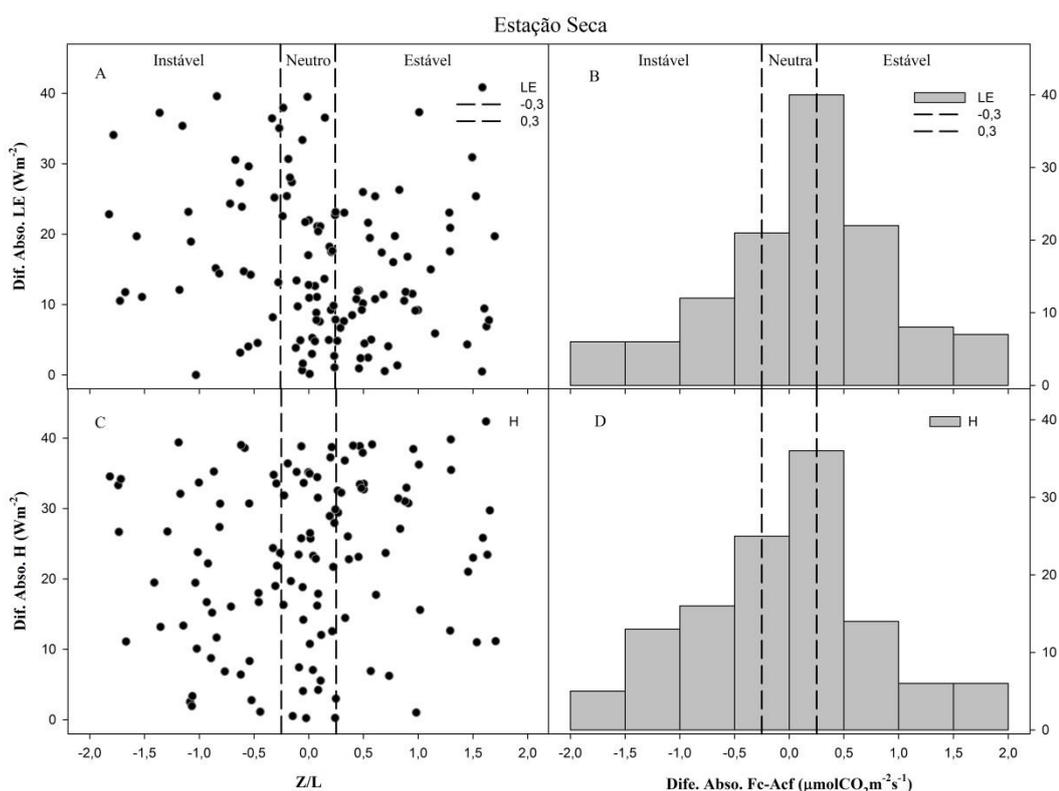


Figura 20- Efeitos da estabilidade atmosférica sobre a diferença Absoluta entre os fluxos de LE e H , pelos métodos do EC e RB, (A e C). Histograma de frequência que ocorrem diferenças entre os fluxos de LE e H , (B e D). Durante a estação seca.

Já entre os fluxos de LE e H , houve apenas semelhanças sob condições de fluatibilidade neutra com 50,0 e 50,4% respectivamente, em condições de instabilidade as diferenças entre os fluxos foram de 19,7 e 28,1% e durante a estabilidade atmosférica as diferenças entre os fluxos estiveram distribuídas em 30,3 e 21,5% entre os fluxos de LE e H , respectivamente (Figura 20 B e D).

4.3.2 Ciclo diário do Fluxo de CO₂

O fluxo de CO₂ medido sobre o dossel de uma área vegetada é resultado da dinâmica ocorrida entre o ecossistema e a atmosfera devida às condições meteorológicas prevalentes (GRACE et al., 1995; PEREIRA et al., no prelo). A seguir são apresentados dados do ciclo diário do fluxo de CO₂, pelos métodos do EC e RBM, durante as estações úmida e seca, (Figura 21).

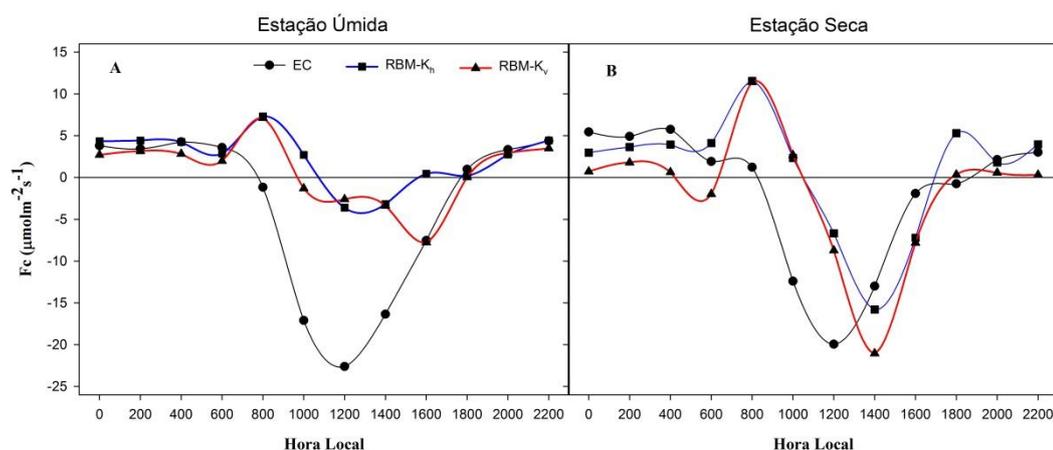


Figura 21- Ciclo diário do fluxo de CO₂, pelos métodos do EC e RBM em função dos coeficientes de difusividades turbulentas K_h e K_v. Durante as estações úmida e seca, figuras A e B respectivamente.

Em geral, o fluxo de CO₂ apresentou valores positivos durante o período noturno, resultado da respiração e das emissões solo tornando o ecossistema fonte de CO₂ para atmosfera, e valores negativos durante o período diurno quando o CO₂ atmosférico é absorvido pela vegetação e as reações fotoquímicas começam a ocorrer de maneira mais intensa (Figura 21). Este comportamento é semelhante ao fluxo médio, pelo método do EC em diferentes locais da Amazônia em floresta (GALLON et al., 2006; VOURLITIS et al., 2001, 2004, 2011; ARAUJO et al., 2002, 2010) e pastagem (EUGSTER e ZEEMAN, 2006). Essa diferença é esperada, pois troca líquida de CO₂ do ecossistema é primariamente dependente da radiação solar incidente (CHAPIN et al., 2011).

No entanto, o fluxo medido pelo sistema de EC teve uma variação média, melhor pronunciada que o fluxo estimado pelo método da RBM. Tanto o fluxo de

CO₂, estimados em função do K_v como o K_h apresentaram oscilações ao longo do período diário. Outra característica do RBM em relação ao EC é que durante ambas as estações (úmida e seca), o fluxo de CO₂ alcançou picos positivos nos primeiros horários da manhã. Isto pode ter sido resultado do acúmulo de CO₂ estocado abaixo do dossel (GRACE et al., 1995), da Floresta de transição, pois durante o período noturno a atmosfera apresenta condições de baixa turbulência do ar, ocasionando erros nas estimativas do sistema do EC (MILER et al., 2004; CAMPOS, 2008). Logo após o amanhecer, com início do processo convectivo o CO₂ estocado é liberado, resultando em um pico no fluxo de CO₂ entre as 6 e 9h (MONCRIEFF et al., 1996; GALLON et al., 2006). Por apresentarem metodologias distintas (EC e RBM), o método da RBM foi mais sensível ao aumento da concentração de CO₂, próximo à superfície do dossel, nos primeiros horários da manhã que o EC. Em relação ao método da RBM, o fluxo de CO₂ foi menor durante a estação úmida -4,0 μmolm⁻²s⁻¹ às 14h e -6,0 μmolm⁻²s⁻¹ às 16h, que durante a estação seca -16,0 μmolm⁻²s⁻¹ e -22,0 μmolm⁻²s⁻¹ ambos às 14h, estimados em função dos coeficientes de difusividades turbulentas K_h e K_v respectivamente. Outra distinção entre os fluxos estimados pelo método da RBM é que houve oscilações mais acentuadas durante a estação úmida. Estas oscilações podem ser decorrentes da variação da cobertura do céu durante a estação úmida. Já o fluxo medido pelo EC foi de -22,0 e -20,0 μmolm⁻²s⁻¹ às 12h durante as estações úmida e seca respectivamente.

Em região de floresta da Amazônia central, Araujo et al., (2010), por meio de sistema de EC encontraram valores do fluxo de CO₂ de -16,0 e -15,0 μmolm⁻²s⁻¹ às 12h durante a estação úmida e seca respectivamente, no entanto constataram picos de até 10,0 μmolm⁻²s⁻¹ por volta das 9h. Na floresta de transição Amazônia-Cerrado em Sinop-MT, Vourlitis et al., (2001) estimaram a troca líquida de CO₂ no ecossistema (NEE) por meio de sistema de EC, não constataram estes picos no fluxo de CO₂ nas primeiras horas da manhã eles estimaram o NEE em -21,0 μmolm⁻²s⁻¹ às 9h durante estação úmida e -10,0 μmolm⁻²s⁻¹ às 9h na estação seca. Esta diferença de desempenho entre os fluxos, nas primeiras horas da manhã, se dá provavelmente por que na floresta da Amazônia central o relevo é composto de vales e encostas, havendo, portanto, maior variação do gradiente horizontal de CO₂ Araujo et al.,

(2010), que a floresta de transição em Sinop por apresentar relevo com pouca inclinação (VOURLITIS et al., 2011).

Pereira et al., (no prelo), ao estimarem o fluxo diário de CO₂ por meio do método da RBM, durante dias de diferentes coberturas do céu em floresta de cambará no norte do Pantanal Mato-grossense, observaram que os maiores valores do fluxo ocorreram em dias de céu limpo e que durante o período de céu coberto por nuvens ocorreram as maiores eventos de oscilações do fluxo de CO₂, de LE e de radiação PAR. Eles alegam que estas variáveis estavam fortemente correlacionadas com a disposição de radiação solar.

Segundo Machado et al., (2004), ao estudarem os dados de 25 anos da variabilidade diurna e sazonal da cobertura convectiva sobre a floresta Amazônica, Cerrado e área desflorestada constataram que durante a estação chuvosa, a atmosfera está próximo da taxa de razão adiabático saturado, ou úmida, por causa da grande área coberta por nuvens convectivas. E que durante a transição de seca para estação chuvosa, existe um fluxo catabático da massa de ar, devido à diminuição da temperatura e uma inversão das condições de equilíbrio atmosférico (Z/L), aumentando e atingindo seu valor máximo, provavelmente devido ao aumento na temperatura da superfície e de umidade.

Makarieva et al., (2013), examinaram e contribuíram na teoria de como a condensação influencia na pressão atmosférica, por meio da remoção de massa d'água a partir da fase de vapor, fluxo de calor latente. A partir dos princípios físicos fundamentais, mostram que a condensação esta associada à diminuição da pressão do ar na baixa atmosfera, e que o vapor d'água fornecido à atmosfera por meio de evaporação representa um armazenamento de energia potencial disponível para acelerar o ar e, assim, ocasionando os ventos.

Uma importante questão científica a ser respondida, diz respeito à dinâmica ocorrida no interior do dossel associado com o ar adjacente a sua superfície. Sua importância é reforçada para determinar o fluxo de CO₂, uma vez que uma porção substancial da emissão total noturna deste escalar é fornecida pela atividade fisiológica do ecossistema respiração do solo, galhos e raízes (GRACE et al., 1995), em conjunto com as plantas de sub-bosques (CHUNLIN et al., 2007). A interação entre o interior da floresta e o ar sobrejacente ocorre inteiramente durante a noite.

Portanto é durante os eventos intermitentes, convectivos, que boa parte do CO_2 da respiração de sub-bosque é transferida para a atmosfera (OLIVEIRA et al., 2013).

Hollinger e Richardson (2005), ao comparar dois sistemas de CE em um ecossistema de floresta observaram que a incerteza entre os fluxos de LE e CO_2 aumentou durante o período de crescimento (índice de área foliar) na estação chuvosa, mas a incerteza em H não foi afetada pelo estado fenológico da vegetação. Isto sugere que as fontes e sumidouros de calor, água e CO_2 na superfície são espacialmente distintos e têm diferentes controles funcionais. O fluxo de calor sensível (H) é controlado pela fina camada dos elementos (folhas, caules e solo), troca de calor, bem como pelo gradiente de temperatura entre esses elementos e da atmosfera. LE por contraste é composto de transpiração, que é controlada pela condutância entre o mesofilo foliar e as camadas das folhas, do déficit de pressão de vapor d'água, a evaporação que por sua vez é controlada pela umidade do solo e camada de serapilheira (SANCHES et al., 2009). A fotossíntese é quase inteiramente regida pela resposta das plantas à luz, temperatura, umidade relativa e velocidade do ar, podendo variar em pequenas escalas espaciais e temporais dependendo da cobertura de nuvens e microclima (MIRANDA et al., 2005). O transporte de CO_2 , a partir do solo até a atmosfera depende da respiração do próprio solo que é influenciado pela temperatura, umidade, textura e difusividade dentro do próprio solo (PINTO Jr et al., 2009), e sua condutância acima da superfície, dependem da pressão e velocidade do ar (SOE e BUCHMANN, 2005; REICHSTEIN et al., 2005).

Cooper et al., (1992), utilizando cinco sistemas de CE e dois RBM para medir a evaporação sobre terreno agrícola, descobriram que o LE num curto período de tempo variou em 20% a uma distância de 50m entre os instrumentos, e até 35% a uma distância de 100m. A variação observada entre os instrumentos foi comparada com a variação do déficit de pressão de vapor, assim constataram que a diferença entre os instrumentos foi devido à variabilidade espacial nas trocas de gás subjacente ao ecossistema ao invés de erro instrumental.

A análise de Barr et al., (1994), concluíram que os coeficientes de difusividade turbulenta, utilizada no método da RBM eram desiguais em condições de neutralidade atmosférica, devido a não correlação entre K_h e K_v durante este período.

Em área de pastagem no Cazaquistão, Wolf et al., (2008), compararam os dados de fluxo, utilizando dois sistemas de EC e um sistema de RBM encontram um R^2 de 0,72 entre os fluxos de H , entre o LE foi de 0,71 e 0,59 para o fluxo de CO_2 eles constataram ainda, que grande parte das diferenças entre os fluxos ocorreram em condições de neutralidade atmosférica, ou seja, quando (Z/L) tende a zero, quando houve também grande variação no coeficiente de correlação entre escalares. Como estimaram o fluxo de CO_2 pelo método da RBM, apenas em função do K_h , eles alegam que a dissociação entre os coeficientes de difusividade turbulenta (K_h , K_v e K_{CO_2}) durante o transporte turbulento, destes escalares, introduz a possibilidade de que o coeficiente K_h calculado a partir do gradiente vertical de temperatura ($\Delta T/\Delta Z$) na equação 25, pode não se aplica às emissões de CO_2 e LE , quando houver baixa correlação entre $(\Delta T/\Delta Z)$ e as emissões de CO_2 .

Uma diferença importante entre as florestas e outras superfícies de vegetação é a presença de um sub-bosque, abaixo do dossel, que contribui para a troca total de massa e energia. Até recentemente, as trocas floresta-atmosfera têm sido muitas vezes modelada utilizando a abordagem (*big-leaf*) da grande folha. No entanto, as comparações entre os diferentes sites podem levar a interpretações errôneas se as diferenças existentes entre o seu sub-bosque não forem tomadas em conta (LAMAUD et al., 1996, 2001). Por este motivo, são necessários modelos de intercâmbio gasoso e balanço de energia para dar conta da energia troca do dossel e da vegetação do sub-bosque (SÁNCHEZ et al., 2008a).

5 CONCLUSÃO

Em relação e caracterização do microclima local, a precipitação anual acumulada foi de 2.161 mm, o mês de janeiro foi o mais chuvoso com precipitação acumulada de 558 mm (26%), enquanto que os meses mais secos foram de maio a setembro, com nenhum evento de precipitação.

A umidade do solo seguiu o regime de chuvas, sendo que a maior concentração de umidade no solo ocorreu no mês de fevereiro com 0,21 e o menor em maio com $0,07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

A temperatura média anual foi de $24,58^\circ\text{C}$, na estação úmida a média foi de $24,7^\circ\text{C}$, a mínima de $20,36^\circ\text{C}$ e máxima de $31,08^\circ\text{C}$ ambas no mês de outubro. A temperatura média na estação seca foi de $24,3^\circ\text{C}$, a mínima de $16,0^\circ\text{C}$ no mês de agosto e a máxima de $33,55^\circ\text{C}$ ocorrida no mês de junho.

A média da umidade relativa ao longo do ano foi de 76,51%, durante a estação úmida a média foi de 82,6%, mínima de 49,02% mês de outubro e a máxima da 98,54% ocorrida no mês de abril, na estação seca a média foi de 68,03% com mínima de 28,4% no mês de agosto e máxima de 98,0% mês de maio.

A radiação fotossinteticamente ativa (PAR), apresentou maiores valores médios no intervalo das 10h às 14h. A média do ano foi de $789,27 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, para a estação úmida a média foi de $720,33 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ com máxima de $1.850,60 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ ocorrido no mês de abril. Durante a estação seca a média foi de $888,91 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ com máxima de $1.888,09 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ no mês de agosto.

O fluxo de calor sensível (H) apresentou diferença significativa entre os métodos RB e EC, e entre as estações seca e úmida (p -valor $< 0,001$).

A diferença entre os fluxos de CO_2 pelos métodos EC e RBM em função de K_v , (F_{EC,K_v}), não apresentou diferença significativa entre as estações e entre os métodos (p -valor $> 0,05$).

Em ambos os métodos RB e EC, a energia líquida disponível priorizou o fluxo de calor latente (LE) mesmo durante a estação seca.

O não fechamento do balanço de energia por meio do método de EC então dentro dos limites encontrados na literatura, 10-30%, que durante a estação úmida foi subestimado em aproximadamente 30% e na estação seca em 5%. O balanço de energia pelo método RB, fechou em 100% durante a estação seca, porém durante a estação úmida subestimou em 4%.

6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU SÁ, L. D.; VISWANDHAM, Y.; MANZI, A. O. Energy Flux Partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, p. 1-16, 1988.

AGUIAR, R. G. **Fluxo de massa e energia em uma floresta no sudoeste da Amazônia**. Cuiabá, 2005. 59p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em área de floresta Amazônica e floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 346-355, 2009.

ANDREAS, E. L.; HILL, R. J.; GOSZ, J. R.; MOORE, D. I.; OTTO, W. D.; SARMA, A. D. Stability dependence of the eddy-accumulation coefficients for momentum and scalars. **Boundary-Layer Meteorol.** v. 86, p. 409-420, 1998.

AGUIAR, R. G.; VON RANDOW, C.; PRIANTE FILHO, N.; MANZI, A. O.; AGUIAR, L. J. G.; CARDOSO, F. L. Fluxo de massa e energia em uma Floresta Tropical no Sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 248-257, 2006.

AMIRO, B. D.; Comparison of turbulence statistics within three boreal forest canopies. **Boundary Layer Meteorology**. v. 51, p. 99–121, 1990.

ANGELL, R.F.; SVEJCAR, T.; BATES, J.; SALIENDRA N.Z.; JOHNSON, D.A. Bowen ratio and closed chamber carbon dioxide flux measurements over sagebrush steppe vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 108, p. 153–161, 2001.

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. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **J. Geophys. Res.** v. 107, p. 58-1 – 58-20, 2002.

ARAÚJO, A. C.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. D.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; MOORS, E. J.; SOUZA, J. S. Nocturnal accumulation of CO₂ underneath Tropical Forest Canopy Along a Topographical Gradient. **Ecological Applications**. v. 18, p. 1406-1419, 2008.

ARAÚJO, A. C.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; GASH, J. H. C.; KRUIJT, B.; ZANCHI, B.; DE LANGE, J. M. E.; STOEVELAAR, R.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; LOOTENS, R. N.; BACKER, J. The spatial variability of CO₂ storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 150, p. 226-237, 2010

ARRUDA, J. C. **Estudo do Fechamento do Balanço de Energia pelo Método de Covariância de Vórtices Turbulentos em uma Floresta de Transição em Mato Grosso**. 2011. 134 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

ASSEENG, S.; HSIAO, T.C. Canopy CO₂ assimilation, energy balance, and water use efficiency of na alfalfa crop before and after cutting Field Crops. **Research**. v. 67, p. 191-206, 2000.

AUBINET, M.; GRELLÉ, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J.B.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A.S.; MARTIN, P.H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER,

C. H.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T.; Estimates of the net annual carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Adv. Ecol. Res.** v.30, p. 113-175, 2000.

AUMOND, P.; MASSON, V.; LAC, C.; GAUVREAU, B.; DUPONT, S.; BERENGIER, M. Including the Drag Effects of Canopies: Real Case Large-Eddy Simulation Studies. **Boundary-Layer Meteorol.** v. 146, p. 65-80, 2013.

BALDOCCHI, D.; MEYERS, T.; On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. **Agricultural and Forest Meteorology.** v. 90, p. 1-25, 1998.

BALDOCCHI, D. D; HICKS, B.B; MEYERS, T.P.; Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases With Micrometeorological Methods. **Ecology.** v. 69, p. 1331-1340. 1988.

BALDOCCHI, D.; FALGEB, E.; GU, L.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNINGFE, S.; ANTHONI, P.; BERNHOFER, C.; DAVIS, K.; EVANS, R.; FUENTES, J.; GOLDSTEIN, A.; KATUL G.; LAW, B.; LEE, X.; MALHI Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW K. T.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINIS, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystemscale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bull. Am. Meteorol.** v. 82, p. 2415–2434, 2001.

BALDOCCHI, D.; MEYERS, T.; On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. **Agricultural and Forest Meteorology.** v. 90, p. 1-25, 1998.

BALDOCCHI, D.D.; Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems; past, present and future. **Global Change Biology**. v.9, p. 479-492, 2003.

BALDOCCHI, D. Breathing of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Australian Journal of Botany**. v. 56, p. 1-26, 2008.

BARR, A. G.; GRIFFIS, T. J.; BLACK, T. A.; LEE, X.; STAEBLER, R. M.; FUENTES, J. D.; CHEN, Z.; MOREGENSTERN, K. Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands. *Can. J. For. Res.* v. 32, p. 813-822, 2002.

BARR, A. G.; KING, K. M.; GILLESPIE, T. J., Den HARTOG, G.; NEUMANN, H. H. A comparison on Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above a deciduous forest. **Boundary-Layer Meteorol.** v. 71, p. 21-41, 1994

BENNET C. O. e MYERS J. E.; **Fenômeno de Transporte**. Ed. McGraw-hill do Brasil Ltda, 1978.

BLACK, T. A.; CHEN, W. J.; BARR, A. G.; ARAIN, M. A.; CHEN, Z.; NESIC, Z.; HOGG, E. H.; NEUMANN, H. H., AND YANG, P. C.; Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring. **Geophys. Res. Lett.** v. 27, p. 1271–1274, 2000.

BORMA, L. S.; ROCHA, H. R.; CABRAL, O. M.; VON RANDOW, C.; COLLICCHIO, E.; KURZATKOWSKI, D.; BRUGGER, P, J.; FREITAS, H.; TANNUS, R.; OLIVEIRA, L.; RENNÓ, C. D.; ATARXO, P. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**. v. 114, 2009.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review Serial**, v. 2 p. 779-787, 1926.

BROTZGE, J. A. e CRAWFORD, K. C. Examination of the Surface Energy Budget: A Comparison of Eddy Correlation and Bowen Ratio Measurement Systems. **Journal of Hydrometeorology**, p. 160-178, 2002.

BRUTSAERT, W. **Evaporation Into the Atmosphere**. Kluwer Acad. Norwell, Mass., 1982.

CAMPOS, J. G. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma floresta tropical úmida na Amazônia**. 2008. 61 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências Rurais, Universidade de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

CAVA, D.; CONTINI, D.; DONATEO, A.; MARTANO, P. Analysis of short-term closure of the surface energy balance above short vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 148, p. 82-93, 2008.

CHAPIN, F.S.; MATSON, P.A.; MOONEY, H.A. **Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology**. Springer, New York. 529p., 2011.

CHUNLIN, W.; GUOYI, Z.; XU, W.; XULI, T.; CHUANYAN, Z.; GUIRUI, Y. Below-canopy CO₂ flux and its environmental response characteristics in a coniferous and broad-leaved mixed forest in Dinghushan, **Acta Ecologica Sinica**, China, v. 27, p. 846–854, 2007.

COOPER, D. I.; EICHINGER, W. E.; HOLTKAMP, D. B.; KARL Jr., R. R.; QUICK, D. R.; DUGAS, W.; HIPPS, L. Spatial variability of water vapor turbulent transfer within boundary layer. **Boundary-Layer Meteorol.** v. 61, p. 389-405, 1992.

COSTA, R. F.; SILVA, V. P. R.; RUIVO, M. L. P.; MEIR, P.; COSTA, A. C. L.; MALHY, Y. S.; BRAGA, A. P.; GONÇALVES, P. H. L.; SILVA Jr., J. A.; GRACE, J. Transpiração em espécie de grande porte na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 11, p. 180-189, 2007.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; MALHADO, A. C. M.; HUTYRA, L. R.; DA ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any diferente? **Journal of Geophysical Research**. v. 115, 2010.

CUNHA, A.R.; ESCOBEDO, J.F.; KLOSOWSKI, E.S. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v.37, n.6, p.753-743, 2002.

CUNHA, G.R.; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M.A.; MATZENAUER, E.R. Balanço de radiação em cultura de milho. Passo Fundo: **Embrapa Trigo**, 2000. 13p.

DANTAS, V. A.; SILVA, V. P. R.; COSTA, A. C. L.; CHAGAS, G. F. B. Fluxos de calor no dossel vegetativo e infiltração de água no solo, em floresta tropical. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 15, nº 12, p. 1266-1274, 2011.

DENMEAD, O. T. e BRADLEY, E. F. On calar transport in plant canopies, **Irrigation Science**, v. 8, p. 131-149, 1987.

DUGAS, W. A.; FRITSCHEN, L. J.; GAY, L. W.; HELD, A. A.; MATHIAS, A. D.; REICOSKY, D. C.; STEDUTO, P.; STEINER, J. L. Bowen Ratio, Eddy Correlation, and Portable Chamber Measurements of Sensible and Latent Heat Flux over Irrigated Spring Wheat. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 50, p. 1-20. 1991.

EUGSTER, W., ZEEMAN, M. J., Micrometeorological techniques to measure ecosystem-scale greenhouse gas fluxes for model validation and improvement **International Congress Series**. p. 66-75, 2006

FEDIAEVSKI, C.; VOITKOUNSKI, I.; FADDEEV, I. **Mecânica dos Flúidos**.
Edições Lopes da Silva; Porto, 1979.

FINNIGAN, J. Turbulence in plant canopies. **Annu. Rev. Fluid Mech.** v. 32, p. 519-571, 2000.

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

FOKEN, T.; WIMMER, F.; MAUDER, M.; THOMAS, C.; LIEBETHAL, C. Some Aspects of the Energy Balance Closure Problem. **Atmospheric Chemistry e Physics**, v. 6, p. 4395-4402, 2006.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Springer. Verlag Berlin Heidelberg. P320, 2008.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.3, n.26, p.403-10, 1991.

GALLON, M. M. P., SANCHES, L., PAULO, S. R., Fluxo e Perfil de Dióxido de Carbono no Dossel de uma Floresta Tropical de Transição Amazonica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3b, p 79-88, 2006.

GARRATT, J. R. **Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer**. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 106, n. 450, p. 803- 819, 1980.

GOTELLI, N. J.; ELLISON, A. M. **Princípios de Estatística em Ecologia**. Porto Alegre: Artmed, 2011. 528p.

GRACE, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J.; WRIGTH, I.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and vapor over undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**, v.1, p.1-12, 1995.

HEIKINHEIMO, M.; KANGAS, M.; TOURULA, T.; VENÄLÄINEN, A.; TATTARIS, S. Momentum and heat fluxes over lakes Tämnaaren and Råksjö determined by the bulk aerodynamic and eddy correlation methods. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 98, p. 521-534, 1999.

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 Amazônica**, v. 28, p. 153-166, 1998.

HOLLANDER, M.; WOLFE, D. A. **Nonparametric Statistical Methods**. 2^o ed., John Wiley e Sons, New York, 1999.

HOLLINGER, D. Y., RICHARDSON, A. D. Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. **Tree Physiol.** v. 25 (7), p. 873–885, 2005.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (Inpe). Monitoramento da floresta, São José dos Campos 2004.

KAIMAL, J. C.; HAUGENS, D. A. Some errors in the measurement of Reynolds stress. **Journal of applied Meteorology**. v. 8, p. 460-462, 1969.

KAIMAL, J.C. and WYNGAARD, J.C. The Kansas and Minnesota Experiments. **Boundary-Layer Meteorol.** v. 50, p. 31-47, 1990.

KARAN, H.A.; PEREIRA FILHO, A.J. Revisão dos métodos de Penman e Penman-Monteith e sua aplicação a cânions urbanos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.1, p.86-106, 2006.

KATUL G.G.; POGGI, D.; SANZ, C. One and two equation models for canopy turbulence. **Boundary Layer Meteorology**. v. 113, p. 81–109, 2004.

KELLOMÄKI, S.; WANG, K. Y. Short-term environmental controls of heat and water vapour fluxes above a boreal coniferous forest: model computations compared with measurements by eddy correlation. *Ecological Modeling*. v. 124, p.145-173, 1999.

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

KUMAGAI, T.; SAITOH, T. M.; YOSHINOBU, S.; MOROOKA, T.; MANFROI, O. J.; KURAJI, K.; SUZUKI, M. Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. **Journal of Hydrology**. v. 287, p. 237-251, 2004.

KURBATSKIY, A. F. e KURBATSKAYA, L. I. Features of Turbulent Momentum and Heat Transfer in a Stably Stratified Boundary Layer over a Rough Surface. **Atmospheric and Oceanic Physics**, v. 44, n. 6, p. 729-738, 2008.

LAMAUD, E.; BRUNET, Y.; BERBIGIER, P. Radiation and water use efficiencies of two coniferous forest canopies. **Physical Chemistry of the Earth**. v. 21, p. 361-365, 1996.

LAMAUD, E.; OGÉE, J.; BRUNET, Y., BERBIGIER, P. Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 106, p. 187-203, 2001.

LEITÃO, M.M.V.B.R.; MOURA, M.S.B.; SALDANHA, T.R.F.C.; SOBRINHO, J.E.; OLIVEIRA, G.M. Balanço de radiação sobre um solo descoberto para quatro períodos do ano. **Revista de Ciência e Tecnologia**, Piracicaba, v. 15, p. 57-63, 2000.

LEE, X.; MASSMAN, W.J.; LAW, B.E.; **Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurements**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. 2004b.

LEGG, B. J., e LONG I. F. Turbulent diffusion within a wheat canopy: II. Results and interpretation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v 101, p. 611–628, 1975.

LENTINI, M; VERÍSSIMO, A; SOBRAL, L. Fatos Florestais da Amazônia 2003. Belém. **Imazon**, 110p. 2003.

LOWMAN, M. D.; MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. Climate change, deforestation, and the fate of the amazon. **Science**. v. 319, p. 160-172, 2008.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 22, n. 2, p. 262-272, 2007.

LIU, H. e FOKEN, T. A modified Bowen Ratio Method to Determine Sensible and Latent Heat Fluxes. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 10, n. 1, p. 71-80, 2001.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 78, p. 61-77. 2004.

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. **Science**. v. 390, p. 169-172, 2008.

MAHRT, L. Computing turbulent fluxes near the surface: needed improvements. **Agric For Meteorol**, v. 150, p. 501–509, 2010.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research** . v. 103, p. 31.593-31.612, 1998.

MAIA, J. M. F.; OLIVEIRA, M. S.; SILVA, P. R. T.; PEREIRA, Q. C. C.; AGUIAR, M. J. F. R.; von RANDOW, SANTOS, C. L. J.; SILVA, J. T.; MANZI, A. O.; ARAÚJO, A. C.; ALENCAR, A. L. **Implementação de protocolos de controle da qualidade de dados micrometeorológicos**. IVSemana de Informática, II de Geotecnologias e I Escola de Software Livre (SIGE). Santarém-PA. 2007.

MAKARIEVA, A. M.; GORSHKOV, V. G.; SHEIL, D.; NOBRE, A. D.; LI, B. L. Where do winds come from? A new theory on how water vapor condensation influences atmospheric pressure and dynamics. **Atmospheric Chemistry and Physics**. v. 13, p. 1039-1056, 2013.

MARIN, F.R.; ANGELOCCI, L. R.; PEREIRA, A. R.; SENTELHAS, P.C.; VILLA NOVA, N.A. Balanço de energia e consumo hídrico em pomar de lima ácida "Tahiti". **Revista Brasileira de Meteorologia**, Brasília, v.17, n.2, p.219-228, 2002.

MARONGA, B. e RAASCH, S. Large-Eddy Simulations of Surface Heterogeneity Effects on the Convective Boundary Layer During The LITFASS-2003 Experiment. **Boundary-Layer Meteorol**, v. 146, p. 17-44, 2013.

MARQUES, F. E. P.; SÁ, L. D. A.; KARAM, H. A.; ALVALÁ, R. C. S.; SOUZA, A.; PEREIRA, M. M. R. Atmospheric surfasse layer characteristics of turbulence

above the Pantanal wetland regarding the similarity theory. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 883-892, 2008.

MASSMAN, W. J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**. v 113, p. 121-144, 2002.

MAUDER, M.; JEGEDE, O. O.; OKOGBUE, E. C.; WIMMER, F.; FOKEN, T. Surface energy balance measurements at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 89, p. 171-183, 2007.

McNEIL, D. D.; SHUTTLEWORTH, W. J. Comparative measurements of the energy fluxes over a pine forest. *Bound-Layer Meteor.* v. 9, p. 297-313. 1975.

MEYERS, T.P.; HALL, M.E.; LINDBERG, S.E.; KIM, K. Use of the Modified Bowen-Ratio Technique to Measure Fluxes of Trace Gases. **Atmospheric Environment**, v.30, n.19, p.3321-3329, 1996.

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, p. 917-930, 2008.

MIRANDA, J. E.; VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; PRIANTE, P. C.; CAMPELO Jr., J. H.; SULI, G. S., FRITZEN, C. L.; LOBO, F. A.; SHIRAIWA, S. Seasonal variation in the leaf gas Exchange of tropical forest trees in the rain forest-savanna transition of the southern Amazon Basin. **Journal of Tropical Ecology**. v. 21, p. 451-460, 2005.

MILLER, S. D.; GOLDEN, M.L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological

measurements of tropical Forest carbon balance. **Ecological Application**, v. 14, p. 114- 126, 2004.

MOHAN, M. e SIDDIQUI, T. A. Analysis of various schemes for the estimation of atmospheric stability classification. **Atmospheric Environment**. v. 32, n° 21, p. 3775-3781. 1998.

MONCRIEFF, J. B.; MALHI, Y.; LEUNING, R. The propagation of errors on long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide and water. **Global Change Biology**. v. 2, p. 231-240, 1996

MONTHIEITH, J. L.; Evaporation and surface temperature. **Quartely Journal Meteorological Society**. v. 107, p. 1-27, 1981.

MOORE, C. J. e FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 38, p. 147-169, 1986.

NICOLAS, E.; TORRECILLASA, A.; ORTUNO, M. F.; DOMINGO, R.; ALARCÓN, J. J. Evaluation of transpiration in adult apricot trees from sap flow measurements. **Agricultural Water Management**. v.72, p.131-145, 2005.

NUNES, A. B.; CAMPOS VELHO, H. F.; SATYAMURTY, P.; DEGRAZIA, G.; GOULART, A.; RIZZA, U. Morning Boundary-Layer Turbulent Kinetic Energy by Theoretical Models. **Bound-Layer Meteorology**, v. 134, p. 23-39, 2010.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. **Journal Appl Meteorol**. v. 21, p. 595-598, 1982.

OLIVEIRA, P. E. S.; ACEVEDO, O, C.; MORAES, O. L. L.; ZIMERMANN, H. R.; TEICHRIEB, C. Noturnal Intermittent Coupling Between the Interior of a Pine Forest and the Air Above It. **Boundary-Layer Meteorol**, v. 146, p. 45-64, 2013.

OLIVEIRA, R. S.; DAWSON, T. E.; BURGESS, S. O.; NEPSTAD, D. C.; Hydraulic redistribution in three Amazonian trees. **Oecologia**. V. 145, p. 354-363, 2005.

ORTEGA-FARIAS, S.O; CUENCA, R.H; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.81, p.131-143, 1996.

PAPALE, D.; REICHSTEIN, M.; AUBINET, M.; CANFORA, E.; BERNHOFER, C.; KUTSCH, W.; LONGDOZ, B.; RAMBAL, S.; VALENTINI, R.; VESALA, T.; YAKIR, D. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. **Biogeosciences**. v. 3, p. 571-583, 2006.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C.; **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ. 1997.

PEREIRA, O. A.; NOGUEIRA, J. S.; BIUDES, M. S.; SEIXAS, G. B.; ZANELLA, P. H. A. Determinação do fluxo de CO₂ no norte do Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**. no prelo.

PEREIRA, D.; SANTOS, D.; VEDOVETO, M.; GUIMARÃES, J.; VERÍSSIMO, A. **Fatos florestais da Amazônia 2010**. Belém. Imazon, 126p. 2010.

PEREZ, P.J; CASTELLVI, F; IBAÑEZ, M; ROSELL, J.I; Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 97, p.141-150, 1999.

PINTO Jr., O. B.; SANCHES, L.; DALMOLIN, A. C.; NOGUEIRA, J. S. Efluxo de CO₂ do solo em floresta de transição Amazônia Cerrado e em área de pastagem. **Acta Amazônica**. v. 39(4), p. 813-822, 2009.

RAUPACH, M. R.; FINNIGAN, J. J.; BRUNET, Y. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. **Boundary-Layer Meteorol.** v. 78, p. 351-382, 1996.

RAUPACH, M. R.; THOM, A. S. Turbulence in and above plant canopies. **Fluid March.** v. 13, p. 97-129. 1981.

REICHSTEIN, M.; SUBKE, J. A.; ANGELI, A. C.; TENHUNEN, J. D. Does the temperature sensitivity of decomposition of soil organic matter depend upon water content, soil horizon, or incubation time? **Global Change Biology.** v. 11, p. 1754-1767, 2005.

ROCHA, H. R.; GOLDEN, 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 Amazônia. **Ecological Applications.** v. 14, p. S22-S32, 2004.

RODRIGUES, T.R. **Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de energia e matéria em área de Cerrado na Baixada Cuiabana.** 2011. 85p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

SANCHES, L.; VALENTINI, C. M. A.; PINTO Jr., O. B.; NOGUEIRA, J. S.; VOURLITIS, G. L.; BIUDES, M. S.; SILVA, C. J.; BAMBI, P.; LOBO, F. A. Seasonal and interannual litter dynamics of a tropical semideciduous forest of the Southern Amazon Basin, Brazil. **Journal Geophys Res.** v. 113, 2008a.

SANCHES, L.; VALENTINI, C. M. A.; BIUDES, M. S.; NOGUEIRA, J. S. Dinâmica sazonal da produção e decomposição de serapilheira em floresta tropical de transição. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental.** v. 13, n. 2, p. 183-189, 2009.

SANCHES, L.; SULI, G. S.; PRIANTE, N. F.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA J. S. Índice de área foliar em floresta semidecídua. **Revista Ciência Natura**, v. 1, p. 37-40, 2006.

SÁNCHEZ, M. J.; CASELLES, V.; NICLÒS, R.; COLL, C.; KUSTAS, W. P. Estimating energy balance above a boreal forest from radiometric temperature observations. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 149, p. 1037-1049, 2009.

SÁNCHEZ, J. M.; KUSTAS, W. P.; CASELLES, V.; ANDERSON, M. C. Modelling surface energy fluxes over maize using a twosource patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. **Remote Sensing of Environment**. v. 112, p. 1130-1143, 2008a.

SAUER, T. S.; HATFIELD, J. C.; PRUEGER, J. H.; NORMAN, J. M. Surface energy balance of a corn residue-covered field. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 89, p. 155-168. 1998.

SCOTT, R. L.; WATTS, C.; PAYAN, J. G.; EDWARDS, E.; GOODRICH, D. C.; WILLIAMS, D.; SHUTTEWORTH, W. J.; The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semiarid woodland. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 114, p. 127-139, 2003.

SEIBERT, P.; BEYRICH, F.; GRYNING, S. E.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmos Environm**. v. 34, p. 1001–1027, 2000.

SILVA DIAS, M. A. F.; COHEN, J. C. P.; GANDÚ, A. W. Interação entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. **Acta Amazonica**. v. 35(2), p. 215-222, 2005.

SOE, A. R. B. e BUCHMANN, N. Spatial and temporal variations in soil respiration in relation to stand structure and soil parameters in a unmanaged beech forest. **Tree Physiology**. v. 25, p. 1427-1436, 2005.

SOKAL, R. R.; ROHLF, F. J.; **Biometry the principles and practice of statistics in Biological Research**. 3^o ed. Stony Brook, New York, State University.

SPOLADOR, J.; SANCHES, L.; COSTA, M. H. Radiação Fotossinteticamente Ativa em uma Floresta de Transição Cerrado-Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 301-307, 2006.

STANNARD, D. I.; BLANFORD, J. H.; KUSTAS, W. P.; NICHOLS, W. D.; AMER, S. A.; SCHMUGGE, T. J., WELTZ, M. A. Interpretation of surface flux measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon' 90 experiment. **Water Resources Research**. v. 30 (5), p. 1227–1239, 1994.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary-Layer Meteorology**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 1988.

SUTTON, O. G. **Micrometeorology**. McGraw-Hill, N. York. 1953.

TANNER, C. B.; PELTON, W. L. Potencial evapotranspiração estimada por meio do método de balanço energético aproximado de Penman. **Journal Geophys. Res., Ottawa**. v.65, p.3391-3403, 1960.

TAKAGI, K.; MIYATA, A.; HARAZONO, Y.; OTA, N.;KOMINE, M.; YOSHIMOTO, M.; An alternative approach to determining zero-plane displacement, and its application to a lotus paddy field. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 115, p. 173-181, 2003.

TEIXEIRA, A. H. C. e BASTIAANSEN, W. G. M. Five methods to interpret field measurements of energy fluxes over a micro-sprinkler-irrigated mango orchard. **Irrigation Science**. v. 30, p. 13-28, 2012.

TOL, C, van der.; GASH, J. H. C.; McNEIL, D. D.; ROBINSON, M. Average wet evaporation for a Sitka spruce forest derived using the eddy correlation-energy balance technique. **Journal of Hydrology**. v. 276, p. 12-19. 2003.

TWINER, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T.P.; PRUEGER, J. H.; STARKS. P.J. Correcting Eddy Covariance flux Underestimates over a Grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 279-300, 2000.

UNLAND, H.E., HOUSER, P.R., SHUTTLEWORTH, W.J., YANG, Z.L. Surface flux measurement and modelling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.82, 119-153, 1996.

VAREJÃO, M. A., **Meteorologia e Climatologia** Recife, Versão Digital 2, 2006.

VERMA, S. B.; ROSEMBERG, N. J.; BLAD, B. L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapour under advective conditions. **Journal Application Meteorology**. v. 17, p. 330-338, 1978.

VILANI, M.T. **Estimativa da fapar utilizando três métodos para uma floresta de transição amazônia-cerrado**. 2006. 88 f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá, 2004.

von RANDOW, R. C. S.; von RANDOW, C.; HUTJES, R. W. A.; TOMASELLA, J.; KRUIJT, B. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. **Theor. Appl. Climatol.** v. 109, p. 205-220, 2012.

von RANDOW, C.; KRUIJT, B.; HOLTSLAG, A. A. M. Low-frequency modulation of the atmospheric surface layer over Amazonian rain forest and its implication for similarity relationship. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 141, p. 192-207, 2006.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; RAITER F.; HOEGEL, W.; CAMPELO, JR J. H. Effects of Meteorological Variations on the CO₂ Exchange of a Brazilian Transitional Tropical Forest. **Ecological Applications**, p. 89-100, 2004.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; RAITER F.; HOEGEL, W.; CAMPELO, JR J. H. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ Exchange of a mature Amazonian transitional tropical forest (cerradão), **Functional Ecology**, n.15, p. 388-395, 2001

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; PRIANTE FILHO N.; HOEGEL, W.; RAITER, F.; BIUDES, M. S.; ARRUDA, J. C.; CAPRISTANO, V. B.; FARIA, J. L. B.; LOBO, F. A. The sensitivity of diel CO₂ and H₂O vapor exchange of a tropical transitional forest to seasonal variation in meteorology and water availability. **Earth Interactions**, V 9, 2005.

VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. A.; ZEILHOFER, P.; NOGUEIRA, J. S. Temporal patterns of net CO₂ exchange for a tropical semideciduous forest of the Southern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**. v. 116, 2011.

XU, L. K.; MATISTA, A. A.; HSIAO, T. C. A technique for measuring CO₂ and water vapor profiles within and above plant canopies over short periods. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 94, p. 1-12, 1999.

XIAO, X.; ZHANG, Q.; SALESKA, S.; HUTYRA, L., CAMARGO, P.; STEVEN WOFSEY, S.; FROLKING, S.; BOLES, S.; KELLER, M.; MOORE III, B. Satellite-based modeling of gross primary production in a seasonally moist tropical evergreen forest. **Remote Sensing of Environment**. v. 94, p. 105-122, 2005.

WALSH, R. P. D. **Climate. In The Tropical Rain Forest** (P. W. Richards, coord.). ed. Cambridge University Press, Cambridge, p.159-205, 1996.

WILSON, D. J. Statistics of the Wind-Speed Difference Between Points with Cross-Wind Separation. *Boundary-Layer Meteorol.* v. 146, p. 149-160, 2013.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLER, 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, p. 223-243, 2002.

WILSON, K.B., HANSON, P.J., BALDOCCHI, D. D. Factors controlling evaporation and energy balance partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. ***Agricultural. Forest. Meteorology.*** v. 102, p. 83–103. 2000.

WOLF, A., SALIENDRA, N., AKSHALOV, K., JOHNSON, D. A., LACA, E. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. ***Agricultural and Forest Meteorology,*** V 48, p 942-952, 2008.

YI, C.; MONSON, R. K.; ZHAI, Z.; ANDERSON, D. E.; LAMB, B.; ALLWINE, G.; TURNIPSEED, A. A.; BURNS, S. P. Modeling and measuring the nocturnal drainage flow in a high-elevation, subalpine forest with complex terrain. ***Journal Geophysics Resource.*** v. 110, 2005.