



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

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E
LATENTE ATRAVÉS DO MÉTODO DE COVARIÂNCIA DE
VÓRTICES TURBULENTOS EM ÁREA DE CAMPO SUJO NA
BAIXADA CUIABANA**

FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

Orientador: **Prof. Dr. José de Souza Nogueira**
Coorientador: **Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Júnior**

Cuiabá – MT
Março de 2013



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

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E
LATENTE ATRAVÉS DO MÉTODO DE COVARIÂNCIA DE
VÓRTICES TURBULENTOS EM ÁREA DE CAMPO SUJO NA
BAIXADA CUIABANA**

FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

*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
Doutora em Física Ambiental.*

Orientador: **Prof. Dr. José de Souza Nogueira**
Coorientador: **Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Júnior**

Cuiabá - MT
Março de 2013

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

S232e Santanna, Franciele Bomfiglio.
Estimativa dos Fluxos de Calor Sensível e Latente Através do Método de
Correlação de Vórtices Turbulentos em Área de Campo Sujo na Baixada Cuiabana /
Franciele Bomfiglio Santanna. -- 2013
73 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.
Co-orientador: Osvaldo Borges Pinto Junior.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2013.
Inclui bibliografia.

1. Fluxo de Energia. 2. Sistemas dinâmicos. 3. Resiliência de ecossistemas. 4.
Cerrado. 5. Covariância de vórtices turbulentos. 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: ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE ATRAVÉS DO SISTEMA DE CORRELAÇÃO DE VÓRTICES TURBULENTOS EM ÁREA DE CAMPO SUJO NA BAIXADA CUIABANA

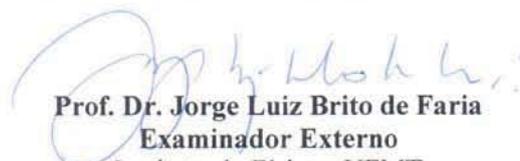
AUTORA: FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

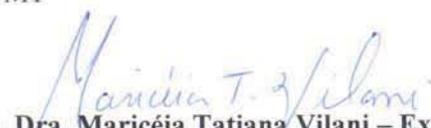
Tese de Doutorado defendida e aprovada em 25 de março de 2013, pela comissão julgadora:


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


Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior
Coorientador
Programa Nacional de Pós Doutorado - CAPES


Profa. Dra. Luciana Sanches
Examinadora Interna
Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia
UFMT


Prof. Dr. Jorge Luiz Brito de Faria
Examinador Externo
Instituto de Física - UFMT


Profa. Dra. Maricéia Tatiana Vilani – Examinadora Externa
Centro Universitário de Várzea Grande/UNIVAG

*O laço
que une a sua família verdadeira
não é de sangue, mas
de respeito e alegria pela
vida um do outro.*

*Raramente os membros
de uma família se criam
sob o mesmo teto*

Richard Bach

AGRADECIMENTOS

Ao meu grande orientador, Professor Paraná, que me incentivou a ingressar no fascinante mundo da pesquisa.

Ao Professor Osvaldo, coorientador e amigo, pela amizade, oportunidades e os momentos extrovertidos que partilhamos durante esses anos.

À Professora Marta, por toda calma e paciência em nos ensinar tudo, sempre preocupada com o andamento profissional, pessoal e o bem-estar de todos.

Ao Professor Paulo Arruda, meu querido e amado esposo, por todo apoio e compreensão; principalmente pela grande ajuda técnica.

À Elisabete, Hilton, Luis Vilson e Douglas, por todo incentivo, confiança e oportunidades oferecidas durante toda minha vida.

À Gabrieli, minha querida e amada irmã, que em todas as atitudes só demonstra amor e carinho.

Ào André Arruda, meu querido e eterno amigo.

À toda família Arruda pelo acolhimento e amizade.

À Vanessa e Thiago, meus grandes amigos, por todos os momentos, que sempre, sem exceção, acabam em grandes risadas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo apoio financeiro através da bolsa de doutorado, processo nº: 141337/2009-5.

À todos os meus amigos e a todas as pessoas que contribuíram direta e indiretamente com a produção deste trabalho, **MUITO OBRIGADA.**

SUMÁRIO

SUMÁRIO	V
LISTA DE FIGURAS	VI
LISTA DE TABELAS	VIII
LISTA DE SÍMBOLOS	IX
RESUMO	X
ABSTRACT	XI
1. INTRODUÇÃO	12
1.1 OBJETIVO	13
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1. O CERRADO	14
2.2. BALANÇO DE ENERGIA PRÓXIMO A SUPERFÍCIE.....	16
2.3. ESTOQUE DE ENERGIA DE UMA CAMADA	18
2.4. ESTOQUE DE ENERGIA DE UM VOLUME DE CONTROLE.....	19
2.5. PERFIL DO ESTOQUE DE ENERGIA EM SUPERFÍCIES VEGETADAS	20
2.6. BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE VEGETADA	21
2.7. CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	22
2.8. PERFIL DA VELOCIDADE DO VENTO	23
2.9. DECOMPOSIÇÃO DE REYNOLDS.....	26
2.10. COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS.....	27
2.11. CÁLCULO DOS FLUXOS TURBULENTOS.....	28
3. MATERIAL E MÉTODOS	39
3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	39
3.2. INSTRUMENTOS E MEDIDAS	39
3.3. AVALIAÇÃO DOS DADOS	42
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	46
4.1. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO	46
4.2. RADIAÇÃO E FLUXOS DE ENERGIA	52
4.3. AVALIAÇÃO DO SISTEMA DE VÓRTICES TURBULENTOS	56
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no Cerrado..	15
Figura 2 - Padrões fundamentais de velocidade do vento e das tensões de Reynolds, dentro e acima do dossel e suas equações.....	24
Figura 3 - Esquema de integração em um volume de controle em terreno homogêneo (Finnigan et al 2003).	36
Figura 4 - Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda, Santo Antônio - MT.....	40
Figura 5 – Precipitação registrada no período de estudo para a Fazenda Miranda...	47
Figura 6 - Distribuição de frequência do horário de acontecimento do evento de precipitação.	48
Figura 7 – Comportamento da Temperatura e Umidade Relativa do ar para a fazenda Miranda durante o período de estudo.....	49
Figura 8 – Média mensal do déficit de Pressão de Vapor para o período de estudo na Fazenda Miranda (\pm desvio padrão).....	50
Figura 9 – Médias da velocidade e distribuição de frequência da direção do vento, separados por estação, para o período de estudo na Fazenda Miranda.....	51
Figura 10 - Comportamento médio anual da velocidade do vento (u) e velocidade de fricção do vento (u^*), para o período de estudo, na Fazenda Miranda.	52
Figura 11 – Dia médio mensal da Radiação líquida e global incidente e refletida, para o período de estudo, na Fazenda Miranda.....	53
Figura 12 – Média mensal do valor de radiação acumulada por dia para a radiação global incidente (R_{Gi}), radiação líquida (R_n) e radiação global refletida (R_{Gr}), para o período de estudo na Fazenda Miranda.....	54
Figura 13 – Comportamento do dia médio, dividido por estação, para a radiação global incidente (R_{Gi}), radiação líquida (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G).....	55
Figura 14 - Relação Sazonal entre os Fluxos H , LE e R_n . (a) Relação entre H e R_n na estação seca. (b) Relação entre H e R_n na estação chuvosa. (c) Relação entre LE e R_n na estação seca. (d) Relação entre LE e R_n	57

Figura 15 – Fechamento do balanço de energia para a estação seca e chuvosa, durante o período de estudo na Fazenda Miranda.....	59
Figura 16 - Projeção da área de influência no cálculo dos fluxos classificados pelo fluxo de calor sensível, para dados calculados com $u^* > 0,2 \text{ m s}^{-1}$, sob uma imagem de satélite da DigitalGlobe do local de estudo.	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Conversão de uma variável em outra variável.....	29
Tabela 2 – Medidas, instrumentos e respectivas alturas na torre micrometeorológica	40
Tabela 3 – Médias das variáveis climatológicas para a Fazenda Miranda.....	46
Tabela 4 - Média diária por período ¹ das variáveis de radiação ² da Fazenda Miranda	56

LISTA DE SÍMBOLOS

Δq = Variação horária da umidade específica

ΔS = Taxa de armazenamento de energia

ΔT = Variação horária da temperatura

δ = Tamanho da camada-limite

λ = Calor latente

μ = Viscosidade

ξ = Estabilidade atmosférica

ρ = Densidade ou massa específica

ρ_m = Massa específica da mistura de ar

c = Calor específico

d = Deslocamento do plano zero

dz = Altura

$\partial \rho_s$ = Massa específica da grandeza escalar considerada

q' = Flutuação da umidade específica

u^* = Velocidade de fricção

u, v = Componentes da velocidade nas direções x e y

u' = Desvio da velocidade média

u_z = Velocidade horizontal média

\bar{u} = Velocidade média

$\overline{w'.T'_v}$ = Média da covariância da velocidade vertical e temperatura do ar

w = Componente da velocidade do vento na direção z

w' = Flutuação da velocidade vertical

w', s' = Valores médios da velocidade e da propriedade medida

x_c = Ponto crítico

z^* = Limite superior da subcamada rugosa

z_0 = comprimento da rugosidade

RESUMO

SANTANNA, F. B. *Estimativa dos Fluxos de Calor Sensível e Latente Através do Método de Covariância de Vórtices Turbulentos em Área de Campo Sujo na Baixada Cuiabana*. 2013. 73 f. Tese (Doutorado), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2013.

O objetivo deste trabalho foi estimar o fluxo de calor sensível (H) e fluxo de latente (LE), utilizando o método de covariância de vórtices turbulentos em uma área caracterizada como Campo Sujo – Cerrado, com fisionomia exclusivamente herbáceo arbustiva, vegetação lenhosa, esparsa e de aproximadamente 2m de altura. A posição geográfica do Cerrado, altitude, latitude, longitude, as condições de tempo e de clima são determinadas pela dinâmica atmosférica que afeta toda a América do Sul e que conseqüentemente influenciam o quadro ecológico dos ecossistemas. Os resultados das componentes consideradas no balanço de energia foram mais significativos durante o dia, período em que a camada limite atmosférica se estende do solo até aproximadamente 50 ou 100m de altura, apresenta maior instabilidade e turbulência, $u^* > 0,2\text{m/s}$, e essa turbulência é que justifica a utilização do método de covariância de vórtices turbulentos para estimar os fluxos de calor sensível e latente. O Cerrado apresenta diferença sazonal entre as estimativas das densidades de fluxo de calor sensível (H) e latente (LE). Durante a estação chuvosa o fluxo de calor sensível (H) foi 25% e o fluxo de calor latente (LE) 54%. Durante a estação seca o fluxo de calor sensível (H) foi 42% e o fluxo de calor latente (LE) 30%.

Palavras-chave: Fluxo de Energia, Sistemas Dinâmicos, Resiliência de Ecossistemas, Covariância de Vórtices Turbulentos.

ABSTRACT

SANTANNA, F. B. *Sensible and Latent Heat Flux Estimates Using the Eddy Covariance Method in a Cerrado Area Nearest From Cuiabá*. 2013. 73 f. Thesis (Doctorate), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2013.

The main goal of this thesis was to estimate the sensible (H) and latent (LE) heat flux using the eddy covariance method in a Cerrado "Campo Sujo" area, basically with herb-shrub physiognomy, sparse woody vegetation and approximately 2m height. The geographical position of the Cerrado, altitude, latitude, longitude, climate and weather conditions are determined by the dynamics of the atmosphere that affects the whole South America and consequently influence the ecological framework of ecosystems. The results shown by the components considered in the energy balance were more significant during the day, which the atmospheric boundary layer extends from the ground to about 50 or 100 meters height, showing greater instability and turbulence ($u^* > 0.2 \text{ m / s}$), and this turbulence is what justifies the use of the eddy covariance method to estimate the sensible and latent heat flux. The Cerrado presents seasonal difference between the densities estimates of sensible (H) and latent (LE) heat flux. During the rainy season the sensible heat flux (H) was 25% and the latent heat flux (LE) 54%. During the dry season the sensible heat flux (H) was 42% and the latent heat flux (LE) 30% of the energy budget.

Keywords: Energy Flux, Dynamic Systems, Ecosystems Resilience, Eddy Covariance.

1. INTRODUÇÃO

A vegetação tropical é uma das maiores fontes de evapotranspiração da Terra. É fundamental na dinâmica climática global e nos processos de produtividade primária, pois tem relação direta com os processos de transferência de massa e energia. A posição geográfica do Cerrado, altitude, latitude, condições de tempo e de clima são determinadas pela dinâmica atmosférica que afeta toda a América do Sul.

Essa dinâmica está vinculada à atuação dos centros de ação intertropicais e extratropicais que podem ser positivos, centros de alta pressão, subtropicais do Atlântico Norte (Anticiclone dos Açores), do Atlântico Sul (Anticiclone do Atlântico Sul), do Pacífico Sul (Anticiclone do Pacífico) e das altas pressões polares (Anticiclone Migratório Polar) – ou negativos, como as Depressões Amazônicas e do Chaco. Os centros de ação de alta pressão ocorrem sob a forma de massas de ar de origem marítima que se deslocam sob a influência dos centros de baixa pressão de origem continental.

O anticiclone do Atlântico Sul, caracteriza-se pela grande quantidade de umidade transportada do oceano (Atlântico), para o interior do continente de leste para oeste, resultante dos ventos Alísios. Esse sistema apresenta deslocamento sazonal, iniciando no final da estação seca no Cerrado, e alcança intensidade máxima durante a estação chuvosa, sendo o principal responsável pela atuação da massa tropical sobre o continente.

A maior contribuição da Zona de Convergência do Atlântico Sul, é quando atua em conjunto com a Zona de Convergência Intertropical e do Oeste, resultando numa faixa contínua de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o Atlântico Sul. Estes fenômenos formam grandes

bloqueios das massas de ar que ocasionam períodos com altos índices pluviométricos durante o verão, na região Centro-Oeste do Brasil.

A atuação destes sistemas sobre o continente durante o ano confere ao Cerrado características climáticas peculiares que, em geral, apresenta duas estações bem definidas: a chuvosa e a seca. A estação chuvosa ocorre entre os meses de outubro a março, sendo que os meses de novembro, dezembro e janeiro apresentam as maiores médias mensais de precipitação. A estação seca ocorre entre os meses de abril a março e é marcada por profundo déficit hídrico, sendo muito importante sob o aspecto ecológico, pois as deficiências definem os limites de tolerância para as espécies vegetais.

1.1 OBJETIVO

- Estimar os fluxos de calor sensível e latente em área de campo sujo na baixada cuiabana, utilizando o método de correlação de vórtices turbulentos.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar o microclima;
- Comparar a sazonalidade;
- Avaliar a estimativa das densidades de fluxo de calor latente e sensível;
- Quantificar as diferenças sazonais das componentes do balanço de energia;

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 O CERRADO

O Cerrado é o segundo maior bioma brasileiro em extensão. Está situado entre 5° e 20° de latitude Sul e de 45° a 60° de longitude Oeste em altitudes que variam de 300 m na Baixada Cuiabana (MT), a 1600 m na Chapada dos Veadeiros (GO). Ocupa aproximadamente 24% do território nacional, estando à maior parte da sua área localizada no Planalto Central Brasileiro.

Seus dois milhões de quilômetros quadrados, como área contínua abrangem os estados de Bahia, Ceará, Distrito Federal, Goiás, Maranhão, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Piauí, Rondônia, São Paulo e Tocantins; ocorre também em áreas disjuntas ao norte dos estados do Amapá, Amazonas, Pará e Roraima, e ao Sul em pequenas ilhas do Paraná.

O Cerrado limita-se, a norte com a Floresta Amazônica, a sul com os campos de clima semelhantes ao temperado, a leste com a Mata Atlântica, a Oeste com o Pantanal e a nordeste com a Caatinga.

Em Mato Grosso a área ocupada pelo Cerrado é de aproximadamente 300 mil km², o equivalente a 34% do território estadual e é onde se encontram as nascentes de duas, das três maiores bacias hidrográficas da América do Sul, a Amazônica e a do Tocantins, o que resulta em um elevado potencial aquífero e favorece a sua biodiversidade (Pereira, 1997).

O Cerrado caracteriza-se pela presença de invernos secos e verões chuvosos, um clima classificado predominantemente como Aw, tropical chuvoso, segundo classificação climática de Köppen. A média anual de precipitação é de 1500 mm, variando de 750 a 2000 mm (Adámoli et al 1987). O mecanismo atmosférico geral

determina uma marcha estacional de precipitação semelhante em toda a região, criando nela uma tendência de uniformidade pluviométrica.

O clima influencia não só a composição dos mosaicos paisagísticos que determinam as tipologias das unidades ambientais do Cerrado, como também a organização e a produção do espaço geográfico. É difícil estabelecer uma linha de aproximação entre o quadro ecológico do Cerrado e os elementos meteorológicos, mesmo sabendo que tanto a ocorrência do Cerrado quanto a das matas são limitadas pela disponibilidade hídrica (Reis, 1971).

Isso fica evidenciado nas áreas de Caatinga onde a deficiência hídrica condiciona a ocorrência da vegetação, independentemente do tipo e do grau de fertilidade do solo. Em áreas de Cerrado, a associação vegetal está mais ligada a fatores de natureza edáfica (Rizzini e Pinto, 1964). A vegetação apresenta fisionomias que englobam formações florestais, savânicas e campestres. O termo savana se refere a áreas com árvores e arbustos espalhados sobre um estrato gramíneo, sem a formação de dossel contínuo.

A caracterização de Ribeiro e Walter (1998) determina cinco tipos de variações fisionômicas para o Cerrado: Campo Limpo, Campo Sujo, Campo Cerrado, Cerrado *Stricto Sensu* e Cerradão (Figura 1).

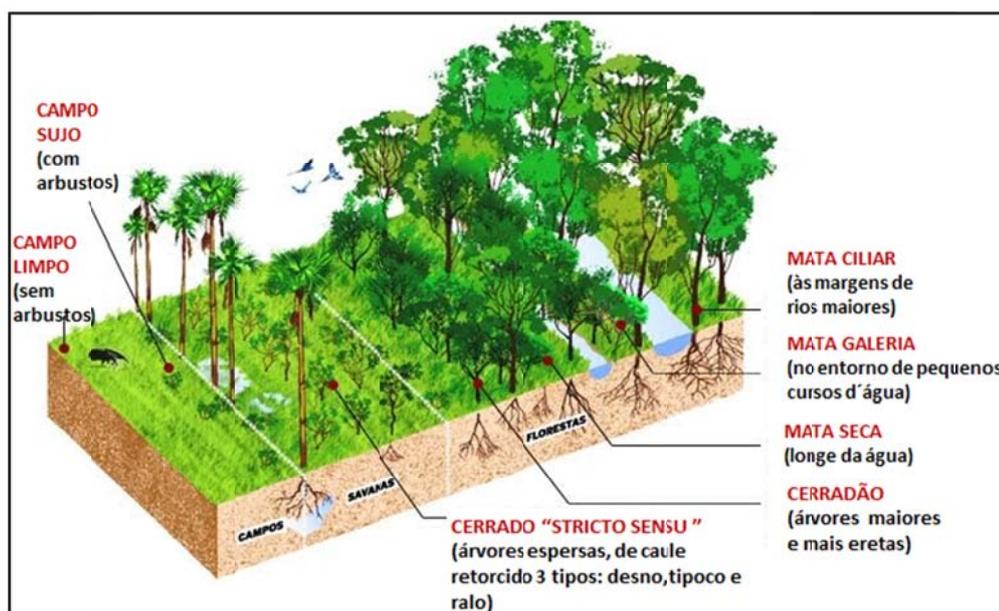


Figura 1 - Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no Cerrado

Fonte: EMBRAPA

Campo Limpo – é uma fisionomia predominantemente herbácea, com arbustos raros e ausência completa de árvores. A área restante é coberta por formas fisionômicas menos representativas, tais como, campo úmido, campo rupestre, veredas, matas ciliares, matas de galerias, entre outras.

Campo Sujo – é uma estrutura fisionômica exclusivamente herbáceo arbustivo, com arbustos esparsos e subarbustos, formados pelos tipos menos desenvolvidos no cerrado *stricto sensu*. A vegetação lenhosa apresenta altura média de 2 metros e cobre menos que 5%.

Campo Cerrado - é um subtipo de vegetação arbóreo-arbustiva, com cobertura arbórea na faixa de 5 a 20% e altura média de 2 a 3 metros.

Cerrado Stricto sensu - caracteriza-se pela presença de árvores baixas, tortuosas e com ramificações irregulares e retorcidas. Os arbustos são esparsos, apresentando dossel descontínuo com uma vegetação predominantemente arbustiva, cobertura arbórea de 20 a 50% e altura média de 3 a 6 metros.

Cerradão - é uma formação florestal com aspectos xeromórficos. Caracteriza-se pela presença de espécies que ocorrem no cerrado *Sensu Stricto* e também nas Florestas Tropicais. A copa das árvores é predominantemente contínua e a cobertura arbórea varia de 50 a 90%. A altura média do estrato arbóreo varia de 8 a 15 metros, possibilitando condições de iluminação que promovem a formação de estratos arbóreos e herbáceos diferenciados.

2.2. BALANÇO DE ENERGIA PRÓXIMO A SUPERFÍCIE

O balanço de energia é uma aplicação da primeira lei da termodinâmica, em que deve existir uma igualdade entre o balanço de radiação incidente, ou seja, aquela recebida pelo ecossistema, a soma da energia liberada sob a forma de calor sensível e latente, radiação emitida, e da energia armazenada pelo ecossistema, isto é, solo (G) e biomassa (ΔS) (Robinson, 1966).

Segundo Pereira (2002), da energia que chega a superfície da Terra, parte é utilizada para aquecer o ambiente na forma de calor sensível (H), parte para evaporar água na forma de calor latente (LE), parte para aquecer a Terra, fluxo de calor no solo (G), parte é utilizada na fotossíntese (P), e o restante utilizado pela biomassa (ΔS). Este balanço de energia, baseado no princípio físico da conservação da energia, relaciona as densidades dos fluxos de energia disponível na vegetação (radiação líquida) com a energia utilizada, principalmente o calor latente (LE) na evaporação e o calor sensível (H) nas variações de temperatura do ar e do solo.

Métodos micrometeorológicos quantificam estes fluxos e permitem avaliar as transformações da energia radiante em calor latente e sensível. Pelo princípio da conservação de energia na superfície, temos:

$$R_n = H + LE + G \quad (2.1)$$

onde R_n é a radiação líquida, H é o fluxo de calor sensível, LE é o fluxo de calor latente, G é o fluxo de calor no solo.

A equação descreve como a radiação líquida na superfície deve ser equilibrada por uma combinação dos fluxos de calor sensível e latente e o fluxo de calor no solo. Durante o dia, a superfície recebe energia radiativa ($R_n > 0$), que é dividido em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) para a atmosfera e fluxo de calor para o subsolo (G).

Durante a noite, a superfície perde energia, especialmente em condições claras ou parcialmente nubladas, esta perda é compensada por ganhos de calor do ar e do solo, e, às vezes, do calor latente de condensação liberada durante o processo de formação de orvalho.

Convencionalmente, todos os termos do balanço de energia (H, LE e G) da equação acima serão positivos durante o dia e negativos durante a noite. As magnitudes do fluxo de calor para o solo G não diferem muito entre dia e noite, embora a direção ou sinal obviamente inverta durante os períodos de transição entre manhã e noite, quando os fluxos de LE e H também mudam de sinal.

A radiação líquida R_n pode ser considerada uma forçante externa, enquanto os fluxos de calor sensível, latente e no solo são efeitos dessa forçante radiativa.

Medidas relativas a essa partição são as razões: H/R_n , LE/R_n , e G/R_n , que se prevê venham depender das diversas superfícies, subsolo e características micrometeorológicas. Espera-se que as variações diurnas dessas frações sejam muito menores que seus fluxos individuais. Destes, a proporção G/R_n deve apresentar a menor variabilidade, especialmente para determinadas superfícies terrestres, porque esta porção não é tão sensível às variações de parâmetros micrometeorológicos na superfície como H/R_n e LE/R_n . A proporção G/R_n é maior no período noturno ($R_n < 0$) e menor no período diurno ($R_n > 0$) (Arya, 2001).

2.3. ESTOQUE DE ENERGIA DE UMA CAMADA

A real magnitude das componentes do balanço de energia da superfície depende de muitos fatores: tipo da superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação) localização, mês ou estação, hora do dia e disponibilidade hídrica. Em condições especiais, isto é, quando um campo é irrigado, H ou LE pode tornar-se negativo e o fluxo de calor latente, devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode ultrapassar o saldo de radiação recebido na superfície.

Se a superfície é relativamente plana e homogênea, de modo que a camada interfacial possa ser considerada por uma camada plana e horizontal (raramente encontrada na prática), tanto no topo quanto na parte inferior, o estoque de energia pode ser escrito por meio de uma equação unidimensional simplificada:

$$R_n - H - LE - G = S \quad (2.2)$$

onde ΔS é a taxa de armazenamento de energia por unidade de área horizontal sobre o conjunto profundo da camada.

A taxa de armazenamento de energia em uma camada pode ser expressa por:

$$S = \frac{d}{dt} \int (cT) dZ \quad (2.3)$$

onde ρ é a densidade de massa, c é o calor específico, T é a temperatura absoluta do material na altura z e a integral é ao longo de toda profundidade da camada.

Quando a capacidade de energia do meio for constante, independentemente de z a equação acima dará uma relação direta entre a taxa de armazenamento de energia e a taxa de aquecimento ou resfriamento da camada.

A taxa de armazenamento de energia ΔS na equação também será interpretada como a diferença entre a energia que chega (E_I) e a energia que sai (E_S) da camada, onde E_I e E_S representam a combinação adequada de R_n , H , LE e G , dependendo de seus sinais (Oke, 1987).

$$S = E_{in} - E_{out} \quad (2.4)$$

Quando a energia que chega à camada excede a energia que sai, tem-se um fluxo ($\Delta S > 0$) que resulta em um aquecimento da superfície. Por outro lado, quando a energia que sai excede aquela que chega, a superfície esfria e o resultado é um fluxo divergente ($\Delta S < 0$). Em circunstâncias especiais, a energia que chega é exatamente balanceada pela energia que sai e não há alteração no armazenamento de energia na camada ou na sua temperatura com o tempo.

2.4. ESTOQUE DE ENERGIA DE UM VOLUME DE CONTROLE

No estoque de energia de uma extensa superfície horizontal, e camada interfacial, apenas os fluxos verticais de energia estão envolvidos. Quando a superfície em pauta não é plana e horizontal, ou sempre que ocorrerem mudanças significativas dos fluxos de energia na horizontal (advecção), seria mais adequado considerar o estoque de energia de um volume de controle.

Em princípio, esta energia é similar ao estoque de energia de uma camada, mas agora é necessário analisar os vários fluxos energéticos integrados ou calculados sobre a superfície delimitadora do volume de controle (Arya 2001). A equação do orçamento de energia para um volume de controle pode ser expresso por:

$$\overline{R_n} - \overline{H} - \overline{LE} - \overline{G} = S \quad (2.5)$$

onde a barra superior sobre os fluxos de energia significa valor médio sobre a área total “A” delimitadora da superfície, e a taxa de armazenamento é dada por:

$$S = \frac{1}{A} \frac{d}{dt} \int_V (cT) dV \quad (2.6)$$

na qual a integração é sobre o volume de controle V.

Na prática, as medidas detalhadas dos fluxos de energia estão raramente disponíveis, a fim de avaliar as suas contribuições líquidas para o estoque da energia de um grande volume irregular. Ainda assim, com certas suposições e simplificações, esse estoque de energia tem sido utilizado no âmbito de vários experimentos sobre grandes áreas e oceanos como as de 1969, pelo projeto BOMEX - *Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment*, e em 1975, pelo projeto AMTEX - *Air Mass Transformation Experiment*.

Para um volume de controle, a direção do fluxo não é importante, pois os fluxos líquidos de energias convergentes ou divergentes em todas as direções determinam a taxa de armazenamento de energia e, conseqüentemente, a taxa de aquecimento ou resfriamento do meio do volume de controle (Oke, 1987).

2.5. PERFIL DO ESTOQUE DE ENERGIA EM SUPERFÍCIES VEGETADAS

Medidas de fluxos de energia em uma grande área seca ou deserta representam o caso mais simples do balanço de energia, onde na ausência de evaporação ou condensação, o fluxo de calor latente é igual a 0. Segundo Arya (2001).

O crescimento da vegetação sobre uma superfície plana introduz várias complicações no balanço de energia. Primeira variação, a superfície da Terra já não é a mais apropriada para os dados do balanço de energia, pois os fluxos de H e LE variam espacialmente dentro do dossel.

O estoque de energia de toda camada do dossel é dada através da equação 3. Por essa razão, as medidas de R_n , H e LE são necessariamente tabuladas no topo do dossel, de preferência, bem acima das copas das plantas ou árvores onde as variações horizontais de fluxos são mais negligenciadas (Baldocchi et al., 2001).

Segunda variação, a taxa de armazenamento de energia (ΔS) consiste de duas partes, ou seja, a taxa física de armazenamento de calor e a taxa bioquímica do armazenamento de calor como resultado da fotossíntese e troca de dióxido de carbono. Este último não é significativo em escalas de tempo de algumas horas de um dia, comumente usado em micrometeorologia. Todavia, a taxa de armazenamento de calor em um dossel vegetativo não é fácil de medir ou calcular (Arya, 2001).

Terceira variação, a troca de LE ocorre não somente devido à evaporação ou condensação na superfície, mas, em grande parte, por causa da transpiração das folhas das plantas. A combinação de evaporação e transpiração é a evapotranspiração, que produz um fluxo quase constante de vapor d'água acima da camada do dossel (Arya, 2001).

Os dosséis das florestas têm características semelhantes aos dosséis de plantas, apesar das grandes diferenças nas suas dimensões e arquiteturas. As alturas muito grandes das árvores e o bioma associado ao dossel da floresta sugerem que a taxa de armazenamento de calor pode não ser insignificante, mesmo em curtos períodos da ordem de um dia (Arya, 2001).

2.6. BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE VEGETADA

Em superfície vegetada como florestas a equação 2, pode ser escrita como:

$$R_n - H - LE - S = Q_p \quad (2.7)$$

onde G é a densidade do fluxo de calor no solo, ΔS é a taxa de armazenamento de calor na biomassa acima do solo, Q_p é a densidade do fluxo de energia associada com o fluxo de CO_2 (através da fotossíntese e da respiração).

A equação 7 é própria somente para estações quentes, pois não inclui termos de eventos de descongelamentos ou estoques de calor em pacotes de neve. A soma ($G + \Delta S + Q_p$) é geralmente identificada como Q e irá referir-se a diferença ($R_n - Q$) como a energia disponível na superfície.

Segundo Silberstein (2003), para florestas naturais maduras, o total de biomassa pode ser considerado relativamente estável e o componente Q_p pode ser negligenciado enquanto que a taxa de armazenamento de calor ΔS representa uma parte significativa do balanço de energia e não deve ser desconsiderada, principalmente ao amanhecer e ao anoitecer.

2.7. CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A Camada Limite Atmosférica é a parte mais baixa da atmosfera, incluindo a porção da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície. Esta camada é caracterizada por uma mistura turbulenta bem desenvolvida, que é gerada por arrasto de fricção a partir do movimento da atmosfera sobre as irregularidades da superfície terrestre, e pela formação de bolhas ascendentes de ar a partir da superfície aquecida (Stull, 1988).

A camada limite atmosférica recebe grande parte do fluxo de calor e vapor de água da superfície através de correntes turbulentas (Oke, 1987).

A altura (a profundidade da influência da superfície) não é constante no tempo, durante o dia quando a superfície terrestre é aquecida pelo Sol, existe uma transferência ascendente de calor para a atmosfera mais fria. Essa mistura térmica vigorosa, na forma de correntes convectivas, faz com que a camada limite se estenda aproximadamente até as alturas equivalentes à faixa de 1 a 2 km. À noite, quando a superfície se resfria mais rapidamente, ocorre uma transferência descendente de calor, o que suprime a mistura e faz com que a camada limite encolha até menos de 100 m (Stull, 1988).

A Camada Limite Convectiva, também chamada camada de mistura, é a formação da camada limite atmosférica que predomina no período diurno, quando se dá a exposição da superfície terrestre à radiação solar. Esta camada é caracterizada

pela troca de calor e de massa na superfície do terreno, de onde recebe calor a partir do aquecimento da superfície, e também no topo, onde o resfriamento é provocado pelo contato com o ar mais frio em alturas superiores e ocorrem então as correntes descendentes.

A camada limite convectiva começa a se estender a partir do nascer do Sol, enquanto a mistura turbulenta aumenta em intensidade e se estende às regiões mais altas da atmosfera. Progressivamente à medida que varia a altura (aumenta), a convecção se torna a principal causa da turbulência, a estrutura do vento é condicionada pela natureza da superfície, pelo gradiente vertical de temperatura do ar e pelo gradiente de pressão (Sutton, 1953).

Mesmo em condições de vento muito forte, a espessura da camada limite superficial não excede aos 150 m. Nela as componentes da velocidade do ar, em cada nível, apresentam intensas flutuações em todas as escalas temporais e espaciais.

No período noturno, quando o saldo de radiação é negativo, a camada limite superficial em contato com a superfície sofre resfriamento, principalmente em noites de céu claro, sem nuvens, esse resfriamento inibe os processos turbulentos, originando uma camada limite estável, menor que a camada convectiva chamada de Camada Limite Noturna (Stull, 2000).

2.8. PERFIL DA VELOCIDADE DO VENTO

A turbulência atmosférica é o mecanismo de transporte dominante, que justifica o uso da abordagem de vórtices turbulentos para medir os fluxos. As medidas de vórtices turbulentos são normalmente feitas na Camada Limite que se estende desde o solo até 50 ou 100 metros de altura e é dominada por forte mistura ou movimentos turbulentos.

Em áreas recobertas por vegetação uniforme com altura h , os fluxos turbulentos são caracterizados por dois perfis fundamentais: o perfil do vento em forma de S e o perfil de tensão exponencial de Reynolds. O perfil em forma de S tem sido amplamente observado dentro da copa da floresta (Baldochi & Meyers, 1988) (Figura 2).

Ele se refere a um máximo de vento que é, muitas vezes, secundário, observado dentro do espaço entre os troncos das florestas, com uma velocidade de vento médio mínimo na região de maior densidade de folhagem.

Para culturas ou outro dossel de planta mais uniforme, o vento máximo secundário é muito fraco e a velocidade do vento observada é quase constante na parte inferior do dossel (Legg & Long, 1975), como mostrado pela linha fina cheia da Figura abaixo. Independentemente de a vegetação ser floresta ou cultura, os perfis de tensão de Reynolds no dossel sempre seguiu uma forma exponencial (Baldochi & Meyers, 1988).

A relação entre estes perfis fundamentais é a chave para a compreensão da dinâmica de transporte de compostos químicos e produtos de reação dentro do dossel. 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 & Thom, 1981).

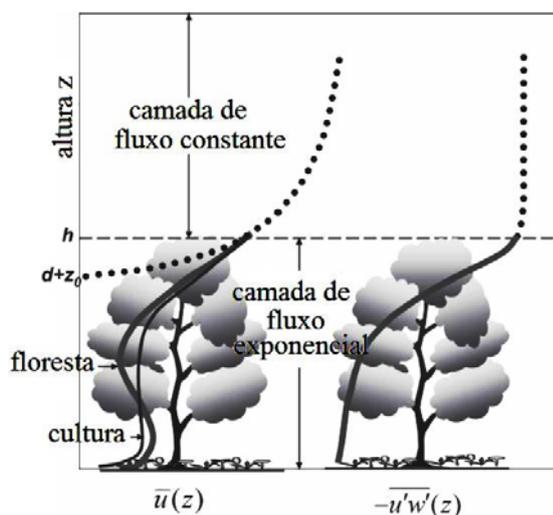


Figura 2 - Padrões fundamentais de velocidade do vento e das tensões de Reynolds, dentro e acima do dossel e suas equações.

Nos processos de transporte turbulento de momentum, calor e massa na camada de ar imediatamente acima da vegetação, é fundamental conhecer o valor da rugosidade aerodinâmica da superfície. Essa rugosidade é descrita através de dois parâmetros: pelo comprimento de rugosidade (Z_0) e deslocamento do plano zero (d).

Estes parâmetros são essenciais em modelos baseados no método aerodinâmico (fluxo-gradiente) e em correções de medidas obtidas por covariância de vórtices turbulentos (Takagi et al., 2003).

A superfície aerodinâmica efetiva não coincide com a interface solo-atmosfera, mas se situa a certa altura (d) em relação ao solo. Essa altura é conhecida como deslocamento do plano zero ($0 < d < h$), porque é a partir dela que a velocidade do vento se torna diferente de zero. Fisicamente, esse novo parâmetro traduz a altura (acima de densidade da folhagem, geometria da copa, e outros), bem como da própria velocidade do vento mais acima.

Segundo Lyra (2007), Z_0 e d são apenas constantes de integração do perfil da velocidade horizontal do vento acima da copa das árvores e em condições adiabáticas.

Assim, Z_0 é a altura na qual a velocidade horizontal do vento tende a zero, ou seja, é o limite inferior de validade do perfil médio; e d é um escalar empírico para compensar o deslocamento vertical da dissipação de momentum pela superfície com obstáculos. Tanner & Pelton (1960), sugerem que o deslocamento do plano zero seja aproximadamente igual a dois terços ($2/3$) da altura da cultura e que o plano zero (Z_0) seja aproximadamente 13% da altura da cultura.

A forma típica do perfil do vento médio, em condições de estabilidade atmosférica neutra, sobre um local relativamente liso e aberto, pode ser descrita como uma função logarítmica da elevação:

$$U_z = \frac{u^*}{k} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (2.8)$$

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 (valor em torno de 0,4); u^* é a velocidade de fricção do vento e Z_0 é o comprimento de rugosidade.

$$U_z = \frac{u^*}{k} \ln \frac{Z-d}{Z_0-d}, Z > Z_* \quad (2.9)$$

onde Z_* é o limite superior da subcamada rugosa.

A velocidade de fricção u^* foi inicialmente introduzida como uma velocidade de referência auxiliar e é constante na camada logarítmica. Sutton 1973, fez referência a velocidade de fricção como: “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, 2007). Estatisticamente para condições instáveis, 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.

2.9. DECOMPOSIÇÃO DE REYNOLDS

A descrição dos movimentos turbulentos requer uma decomposição das séries temporais de cada variável ζ em um tempo parcial médio, $\bar{\zeta}$, uma parte de flutuação, ζ' , chamada de *Decomposição de Reynolds*. Esta decomposição pode ser escrita como:

$$\zeta = \bar{\zeta} + \zeta' \quad (2.10)$$

Onde

$$\bar{\zeta} = \frac{1}{T} \int_0^T \zeta(t) dt \quad (2.11)$$

a aplicação da decomposição de Reynolds requer algumas regras para o valor médio da turbulência ζ' que são denominados postulados de Reynolds:

$$\begin{aligned}
I \quad \overline{\zeta'} &= 0 \\
II \quad \overline{\zeta\xi} &= \overline{\zeta}\overline{\xi} + \overline{\zeta'\xi'} \\
III \quad \overline{\zeta\xi} &= \overline{\zeta}\overline{\xi} \\
IV \quad \overline{a\zeta} &= a\overline{\zeta} \\
V \quad \overline{\zeta + \xi} &= \overline{\zeta} + \overline{\xi}
\end{aligned}
\tag{2.12}$$

O (a) é uma constante. Segundo Kaimal e Finnigan (1994), estas relações são válidas somente quando temos um conjunto de médias, ou seja, uma média de dados obtidos através de condições idênticas.

Entretanto em medidas atmosféricas isto nunca é possível, sendo frequentemente as médias calculadas com base em estatísticas quantitativas de séries temporais por fazer uso da hipótese ergódica, que afirma que as médias de tempo são equivalentes aos conjuntos de médias (Brutsaert 1982; Kaimal & Finnigan 1994).

2.10. COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS

O método de covariância de vórtices turbulentos é uma técnica micrometeorológica utilizada para medir as trocas de água e energia no ecossistema. Proposta primeiramente por Montgomery (1948), Swinbank (1951) e Obukhov (1951), a técnica era utilizada para medir apenas calor, massa e momentum entre uma superfície plana horizontal e homogênea na baixa atmosfera. Sob estas condições, o transporte líquido entre a superfície e a atmosfera é unidimensional e a densidade de fluxo vertical pode ser calculada através da covariância entre as flutuações turbulentas do vento vertical e a quantidade de interesse.

As limitações dos instrumentos dificultaram a rápida implementação desta técnica, Konstantinov em 1949 (Obukhov 1951), desenvolveu um cata-vento com dois anemômetros de fio quente para medir a tensão de cisalhamento, porém o método em potencial de vórtices turbulentos só surgiu após o desenvolvimento dos anemômetros sônicos, para o qual as equações básicas foram desenvolvidas por Schotland (1955). A concepção dos anemômetros de hoje foi desenvolvida por Bovscheverov e Voronov (1960), Kaimal & Businger (1963) e Mitsuta (1966). Os

anemômetros de deslocamento de fase foram substituídos por anemômetros com medidas baseadas no tempo (Hanafusa et al. 1982, Coppin and Taylor 1983).

Os primeiros experimentos micrometeorológicos da década de 1950 a 1970 foram projetados para estudar aspectos fundamentais da turbulência atmosférica sobre superfícies homogêneas e os estudos da década de 1980 investigaram os fluxos turbulentos de momentum, calor sensível e latente sobre superfícies heterogêneas. Experiências semelhantes foram realizadas nos Estados Unidos (Fife, Sellers et al. 1988), França (Hapex, André et al. 1990) e Rússia (Kurex, Tsvang et al. 1991). Estas experiências se tornaram a base de muitos outros experimentos micrometeorológicos (Foken 2008), que precisavam de pesquisadores altamente experientes em micrometeorologia e manuseio de sensores. A possibilidade de medidas contínuas de vórtices turbulentos surgiu na década de 1990 com o desenvolvimento de uma nova geração de anemômetros sônicos e analisadores de gás por infravermelho para vapor de água e dióxido de carbono, juntamente com os primeiros pacotes de software abrangentes para o método de vórtices turbulentos (McMillen 1988).

2.11. CÁLCULO DOS FLUXOS TURBULENTOS

2.11.1. DEFINIÇÃO DE ESCALAR

As seguintes variáveis são comumente utilizadas na literatura para definir a intensidade de um escalar de um constituinte atmosférico onde S é a densidade (ρ_S , kg.m^{-3}) e C_S é a concentração molar (mol.m^{-3}). Que representam a massa e o número de mols de S por volume de ar, respectivamente.

A fracção molar (mol.mol^{-1}), é a razão entre os mols de S dividido pelo número total da mistura (também igual à razão entre a pressão parcial dos componentes para a pressão total), a proporção molar de mistura ($\chi_{S, m}$, mol.mol^{-1}) é a razão entre o número de mols constituintes no ar seco, e a proporção em massa de mistura (χ_S , kg.kg^{-1}) é a razão da massa do constituinte à massa de ar seco.

Estas variáveis obedecem a relação dos gases ideais e a Lei de Dalton. No entanto, entre estas variáveis, apenas as proporções molares e de massa de mistura

são quantidades conservadas na presença de alterações de temperatura, pressão, e teor de vapor de água.

Infelizmente as variáveis que são medidas diretamente no campo pelos analisadores de gás por infravermelho, densidade e concentração molar, quantidades que não são conservadas durante a condução de calor, compressão/expansão do ar, evaporação e difusão do vapor de água. Portanto, as variações de tais quantidades podem aparecer mesmo na ausência de produção, transporte de absorção, ou do componente.

As correções que são necessárias para ter esses efeitos foram extensivamente discutida por Webb et al (1980), e reexaminados pelos Leuning (2003 e 2007).

As equações de conservação desenvolvidas abaixo são escritas usando a relação de massa de mistura, mas, por conveniência, as outras variáveis também aparecem. Os fatores de conversão de uma variável em outra, são apresenados na Tabela 1.

Tabela 1 - Conversão de uma variável em outra variável

Fator de Conversão	Proporção de Mistura Molar (χ_s)	Proporção de Mistura Massa (χ_{sm})	Concentração Molar (C_s)	Densidade (ρ_s)
Proporção de Mistura Molar (χ_s X)	1	$\frac{m_s}{m_d}$	$\frac{p_d}{R}$	$\frac{m_s p_d}{R}$
Proporção de Mistura Massa (χ_{sm} X)	$\frac{m_d}{m_s}$	1	$\frac{m_d p_d}{m_s R}$	$\frac{m_d p_d}{R}$
Concentração Molar (C_s X)	$\frac{R}{p_d}$	$\frac{m_s R}{m_d p_d}$	1	m_s
Densidade (ρ_s X)	$\frac{R}{m_s p_d}$	$\frac{R}{m_d p_d}$	$\frac{1}{m_s}$	1

* p_d corresponde a pressão do ar seco ($p - p_v$). A conversão exata da massa molar ou razão de mistura em concentração/densidade, necessita do conhecimento da pressão do vapor de água.

2.11.2. UM PONTO DAS EQUAÇÕES DE CONSERVAÇÃO

A equação que descreve a conservação de qualquer quantidade escalar ou vetor na atmosfera pode ser escrita como:

$$\underbrace{\frac{d}{dt}}_I \underbrace{(\vec{u} \cdot \vec{d})}_{II} \underbrace{K}_{III} \underbrace{(\vec{d})}_{IV} = S \quad (2.13)$$

onde \vec{u} é o vetor velocidade do vento, $\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}$ representa o operador

divergente, $\frac{\partial^2}{\partial x^2}, \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ representa o operador Laplaciano, ρ_d é a densidade

do ar seco, K_ζ é a difusividade molecular da quantidade ζ e S_ζ representa a fonte.

Esta equação é instantânea e é aplicada a um volume infinitesimal de ar. Afirmando que a taxa de variação da quantidade (I) pode ser devido ao transporte atmosférico (II) a difusão molecular (III) ou para a sua produção por emissão/absorção para dentro do volume infinitesimal (IV).

Ele pode ser aplicado a qualquer escalar ou vetor em termos quantitativos fornecidos de origem definidos em conformidade. Em particular, se ζ é 1, a equação acima é a equação da continuidade. Se ζ é a entalpia do ar, a equação acima, é a equação da conservação de entalpia, e se ζ é a razão de mistura de um componente atmosférico (vapor de água, dióxido de carbono, etc), a equação será a equação de conservação de um escalar. Se a quantidade é um componente do vetor velocidade em uma determinada direção, a equação acima expressa a conservação do componente momentum nesta direção. As três equações descrevem a conservação do momentum em três direções constituindo a equação de Navier Stokes.

A aplicação destas equações para a camada limite de superfície exige a aplicação das regras de decomposição de Reynolds onde cada uma das variáveis: ζ , ρ_d , u e S_ζ devem ser decompostas em uma média e uma parte flutuante de acordo com a Equação 11, seguido pela aplicação do operador médio, um apropriado rearranjo e simplificação. Este procedimento será aplicado a cada equação abaixo.

2.11.3. EQUAÇÃO DA CONSERVAÇÃO DE MASSA DO AR SECO

Ao substituir ζ por 1 na Equação 11, obtemos:

$$\frac{d}{dt} \overline{(\vec{u}_d)} = 0 \quad (2.14)$$

Como não há nem uma fonte nem dissipador de ar seco na atmosfera. Aplicação do operador da média do tempo dá imediatamente:

$$\frac{d}{dt} \overline{(\vec{u}_d)} = 0 \quad (2.15)$$

2.11.4. EQUAÇÃO DA CONSERVAÇÃO DE MOMENTUM

Ao substituir ζ na Equação 11, com a componente velocidade do vento em uma determinada direção, u_i , obtemos a equação da conservação de momentum nesta direção:

$$\frac{d u_i}{dt} \overline{(\vec{u}_d u_i)} = S_i \quad (2.16)$$

Na Equação 14, os termos fonte/sumidouro correspondem ao momentum fonte/sumidouro, ou seja, a força. As forças que podem atuar em parcelas de ar na camada limite atmosférica são: o arrasto, gradiente de pressão, força de Coriolis, forças viscosas ou flutuação. As três primeiras forças são consideradas desprezíveis para um plano de superfície horizontalmente homogêneo, sobre elementos rugosos na camada limite, isto é, não incluindo vegetação.

Flutuabilidade aparece na equação para momentum vertical. A componente horizontal do momentum paralelo ao vento médio é dominante na camada limite superficial, então o termo flutuabilidade não é considerado.

Em um sistema de coordenadas cartesianas (x, y, z) , onde o x corresponde a horizontal, paralela a velocidade média do vento, o y a horizontal, perpendicular à média da velocidade e o z a vertical; u, v e w , são as componentes de x, y e z da velocidade do vento, respectivamente, sendo a equação escrita como:

$$\frac{d^2u}{dt^2} + \frac{d^2u^2}{dx^2} + \frac{d^2vu}{dy^2} + \frac{d^2wu}{dz^2} = 0 \quad (2.17)$$

A aplicação da decomposição de Reynolds para a Equação 15 é a aplicação das seguintes simplificações:

$$\begin{aligned} I \quad & |p'/\bar{p}| \ll |\rho'_d/\bar{\rho}_d| \\ II \quad & |p'/\bar{p}| \ll |\theta'/\bar{\theta}| \\ III \quad & |\rho'_d/\bar{\rho}_d| \ll 1 \\ IV \quad & |\theta'/\bar{\theta}| \ll 1 \end{aligned} \quad (2.18)$$

Onde p é a pressão, θ é a temperatura do ar, levando a:

$$\frac{\overline{u}}{t} + \frac{\overline{u}}{x} \frac{\overline{u}}{x} + \frac{\overline{v}}{y} \frac{\overline{u}}{y} + \frac{\overline{w}}{z} \frac{\overline{u}}{z} + \frac{\overline{u^2}}{x} + \frac{\overline{v'u'}}{y} + \frac{\overline{w'u'}}{z} = 0 \quad (2.19)$$

A Equação 18 (III) corresponde à Aproximação de Boussinesq (Boussinesq 1877), que negligencia as flutuações de densidade, exceto no termo flutuabilidade (gravitação), porque a aceleração da gravidade é relativamente grande em comparação com as outras acelerações na equação de momentum. Ao escolher um sistema de coordenadas de tal modo que v e w são zero e assumindo a homogeneidade horizontal (gradientes horizontais são nulos) e as condições de estados estacionários (derivadas do tempo são nulas) obtemos:

$$\frac{\overline{w'u'}}{z} = 0 \quad (2.20)$$

Onde o $\overline{w'u'}$ é o termo vórtice turbulento, “*Eddy Covariance*”.

A equação 20 sugere que de acordo com pressupostos anteriores, este fluxo é constante com a altura e é representativo do fluxo vertical de momentum através do plano horizontal acima dos elementos da rugosidade da superfície.

Esta abordagem é chamada de método da covariância de vórtices turbulentos (*Eddy Covariance Method*). Negligenciar os termos gradiente de pressão, transporte molecular/viscosidade, gravidade e Termo de *Coriolis* para derivar a equação 2.20, não tem impacto significativo sobre o método de covariância sobre superfícies planas e homogêneas, pois estas condições são raras em ecossistemas em que a paisagem é irregular ou tem topografia ondulada. Condições de estado estacionário também são raros na camada superficial, devido às variações diurnas na estabilidade atmosférica. Os métodos para estimar os erros causados por negligenciar o estoque de armazenamento são incluídos nos procedimentos de qualidade dados.

2.11.5. EQUAÇÃO DA CONSERVAÇÃO DE ESCALAR

Ao substituir ζ na Equação 2.11 por s , a razão de mistura de um componente atmosférico, obtemos:

$$\frac{d s}{d t} = \overline{(\vec{u} \cdot \nabla) s} + S_s \quad (2.21)$$

Através da aplicação da decomposição de Reynolds e da Equação de continuidade xx, Leuning (2003) mostrou que a equação xx pode ser escrita como:

$$\frac{d \overline{s}}{d t} = \overline{(\vec{u} \cdot \nabla) s} + \overline{(\vec{u}' \cdot \nabla') s} + S_s \quad (2.22)$$

Esta equação de estado indica que o termo S_s é dado pela soma da taxa de troca da razão de mistura χ_s , advecção devido a gradientes espaciais em χ_s , e para divergências nos fluxos de vórtices turbulentos. Expandindo isso em termos de

derivadas espaciais e assumindo a densidade do ar seco constante dar a uma equação de conservação de ponto de um escalar:

$$\begin{aligned} \overline{\frac{ds}{dt}} - \overline{u \frac{ds}{dx}} - \overline{v \frac{ds}{dy}} - \overline{w \frac{ds}{dz}} - \overline{\frac{du'}{dx} s'} - \overline{\frac{dv'}{dy} s'} \\ - \overline{\frac{dw'}{dz} s'} = \overline{S_s} \end{aligned} \quad (2.23)$$

Considerando que o v médio e w médio são zero, devido à escolha do eixo e assumindo homogeneidade horizontal (gradientes horizontais nulos) e condições de estado estacionário (tempo derivado é nulo) obtemos:

$$\overline{\frac{dw'}{dz} s'} = \overline{S_s} \quad (2.24)$$

Expressando que o gradiente vertical do vórtice turbulento é igual para traçar elementos de fonte/sumidouro no volume, como no caso de elementos passivos como vapor de água, CO_2 , o termo é zero e no caso de elementos ativos, como o Ozônio, Carbono Orgânico Volátil, Óxido Nitroso, S_s corresponde a taxa de produção/destruição química do componente no elemento de volume.

2.11.6. EQUAÇÃO DA ENTALPIA

Ao substituir ζ por c_p , na entalpia do ar, obtem-se:

$$\frac{c_p}{t} - (\bar{u} c_p) = S \quad (2.25)$$

Onde c_p é o calor específico do ar, ρ é a densidade de mistura do ar. O mesmo desenvolvimento de antes para:

$$\frac{\overline{u}}{t} - \frac{\overline{v}}{x} - \frac{\overline{w}}{y} - \frac{\overline{u'}}{z} - \frac{\overline{v'}}{x} - \frac{\overline{w'}}{y} - \frac{1}{c_p} \frac{R}{z} \quad (2.26)$$

e

$$\frac{\overline{w'}}{z} - \frac{1}{c_p} \frac{R}{z} \quad (2.27)$$

Onde $\frac{R}{z}$ é o divergente do fluxo radiativo na vertical, que é próximo de zero na camada limite superficial limpa, ou seja, sem nevoeiro, fumaça, chuva, etc.

2.11.7. EQUAÇÃO DO BALANÇO PARA O AR SECO

Integrando a Equação 2.15 para o controle de volume e assumindo homogeneidade horizontal temos:

$$\int_0^{h_m} \frac{d}{t} dz - \overline{w} \Big|_{h_m} - \overline{w'} \Big|_{h_m} = 0 \quad (2.28)$$

Onde assumimos fluxo zero de ar seco no chão e existem fontes líquidas ou dissipadores de ar seco na camada de ar abaixo h_m são feitas.

Rápidos desequilíbrios entre o fluxo molar, de CO_2 e O_2 , durante a fotossíntese ou respiração ou fluxos de Nitrogênio ou Compostos Orgânicos Voláteis são extremamente pequenos e não invalidam a equação acima.

2.11.8. EQUAÇÃO DO BALANÇO DE UM ESCALAR

As equações utilizadas para o cálculo dos vórtices turbulentos podem ser usadas integrando tanto horizontalmente sobre a área de interesse, $A(2L \times 2L)$, quanto verticalmente do solo para medir a altura h_m (Figura 3).

A equação abaixo representa o balanço completo da componente S. Mostrando que o componente produzido pela fonte ou absorvida pelo sumidouro (V)

pode ser armazenado no volume de controle (I), ou transportados por advecção (II), ou pela turbulência (III e IV). Nestas condições, o termo fonte/sumidouro representa tanto as fontes/sumidouros no interior do volume de ar e aqueles do limite inferior do volume (solo, liteira).

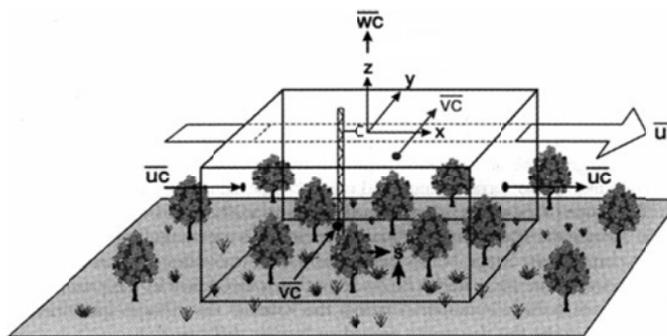


Figura 3 - Esquema de integração em um volume de controle em terreno homogêneo (Finnigan et al 2003).

Integrando a Equação 2.25, o volume de controle dado será:

$$\frac{1}{4L^2} \int_0^L \int_0^L \int_0^{hm} \underbrace{\frac{ds}{dt}}_I \underbrace{\left(\frac{d\bar{u}}{dx} \frac{ds}{x} + \frac{d\bar{v}}{dy} \frac{ds}{y} + \frac{d\bar{w}}{dz} \frac{ds}{z} \right)}_{II} dz dx dy \quad (2.29)$$

$$\frac{1}{4L^2} \int_0^L \int_0^L \int_0^{hm} \underbrace{\left(\frac{d\bar{u}'}{dx} \frac{ds}{x} + \frac{d\bar{v}'}{dy} \frac{ds}{y} + \frac{d\bar{w}'}{dz} \frac{ds}{z} \right)}_{III} \underbrace{S_s}_{IV} dz dx dy \quad (2.29)$$

Esta equação pode ser simplificada de várias maneiras, utilizando diferentes hipóteses. A simplificação mais comum, amplamente discutidas por Finnigan et al. (2003), supõe que o sistema de medidas é colocado em uma camada de equilíbrio horizontalmente homogênea em que todos os gradientes horizontais na equação 25 são desprezíveis e a razão de mistura e fluxos turbulentos medidos na torre são assumidos representando todo o volume.

Nestas condições, a integração horizontal é desnecessária e um balanço de massa simplificado unidimensional pode então ser deduzida como:

$$\underbrace{\int_0^{hm} \overline{\frac{d}{dt} s} dz}_I + \underbrace{\int_0^{hm} \overline{\frac{d}{dz} w' s} dz}_{II} + \underbrace{\overline{\frac{d}{dz} w' s} \Big|_{hm}}_{IV} = \underbrace{F_s}_V \quad (2.30)$$

onde $\overline{w' s} \Big|_{hm}$ representa o fluxo turbulento vertical no topo do controle de volume F_s : é a média da fonte/sumidouro de força em todo o volume de controle, isto é, a troca líquida do ecossistema para a componente S.

O termo (II) representa a advecção vertical na parte superior do volume de controle que resulta na mudança de densidade do ar seco com o tempo em a camada de ar abaixo h_m .

Pela aplicação da equação conservação de ar seco Equação 2.28 este termo pode ser reescrito como:

$$\int_0^{hm} \overline{\frac{d}{dz} w' s} dz = \int_0^{hm} \frac{z}{t} \overline{\frac{d}{dz} dz' s} dz \quad (2.31)$$

E após a integração por partes temos:

$$\int_0^{hm} \overline{\frac{d}{dz} w' s} dz = \int_0^{hm} \overline{s(z)} \overline{\frac{d}{dz} (h)} dz \quad (2.32)$$

A Equação 30 pode ser reescrita como:

$$\int_0^{hm} \overline{\frac{d}{dt} s} dz + \int_0^{hm} \overline{s(z)} \overline{\frac{d}{dt} (h)} dz + \overline{\frac{d}{dz} w' s} \Big|_{hm} = F_s \quad (2.33)$$

Entretanto, na maioria das vezes, o termo II é negligenciável de modo que a Equação 2.30 pode ser escrita mais simplesmente como:

$$\underbrace{\int_0^{hm} \overline{\frac{d}{dt} s} dz}_I + \underbrace{\overline{\frac{d}{dz} w' s} \Big|_{hm}}_{IV} = \underbrace{F_s}_V \quad (2.34)$$

Esta equação é a base do método de vórtices turbulentos: ela sugere que a troca do fluxo de um escalar pelo ecossistema (F_S , termo V) pode ser estimado como: $\overline{w' s'}$ a soma dos vórtices turbulentos na vertical, F_s^{EC} (termo IV) a altura h_m , F_c^{STO} (termo I) troca do estoque entre o escalar e o solo nesta altura. Nomeadamente como:

$$F_S = F_s^{EC} + F_c^{STO} \quad (2.35)$$

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O experimento foi realizado em uma propriedade rural, denominada Fazenda Miranda, distante 15 km da capital do estado de Mato Grosso, pertencente ao município de Santo Antônio do Leverger. Esta fazenda está localizada entre as coordenadas (15° 43' 53,65") de Latitude S e (56° 4' 18,88") de Longitude W, com altitude média de 157 m, distante aproximadamente 3,7 km do rio Cuiabá no sentido oeste.

A vegetação local é tipicamente de Cerrado - Campo Sujo, apresentando floresta decídua na encosta dos morros e floresta de galeria ao longo dos rios, porém em alguns trechos a vegetação é típica de áreas alagadas.

O solo é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta (Plintossolo Pétrico), podendo ocorrer locais com a presença de solos Litólicos Distróficos.

O clima local é (Aw), tropical semi-úmido segundo a classificação climática de Köppen com duas estações bem definidas: chuvosa e seca.

3.2. INSTRUMENTOS E MEDIDAS

3.2.1. TORRE

O experimento tem uma torre micrometeorológica com 20 metros de altura, instalada pelo projeto “Implantação de Postos de Observação de Gases-Traço e de Aerossóis na Atmosfera em Mato Grosso” (MCT-CNPq-CT Infra CT Energ n. 07-

2006), com os sensores que permitem a coleta de dados contínuos durante todo o ano.



Figura 4 - Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda, Santo Antônio - MT

3.2.2. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

As medidas de variáveis meteorológicas foram registradas em um datalogger modelo CR 1000 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), com um intervalo de amostragem de 30 segundos e armazena as médias a cada 30 minutos. Para aumentar o número de canais de entrada do registrador foi utilizada uma placa multiplexadora AM16/32^a-ST-SW (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA).

Tabela 2 – Medidas, instrumentos e respectivas alturas na torre micrometeorológica

Função	Instrumentos	Altura (m)
Anemômetro sônico tridimensional	CSAT3 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA)	10
Concentração de CO ₂	LI-7500A (LICOR Inc., Lincoln, NE, USA)	10
Concentração H ₂ O	LI-7500A (LICOR Inc., Lincoln, NE, USA)	10

Saldo de radiação (R_n)	NR LITE (Kipp e Zonen Delft, Inc., The Netherlands)	4
Radiação global incidente (R_{gi})	Piranômetros LI-200X-L (Campbell Scientific, Inc., USA)	4
Radiação global refletida (R_{gr})	Piranômetros - LI-200X-L (Campbell Scientific, Inc., USA)	4
Fluxo de calor no solo (G)	HFP01 (Rukseflux, Inc., The Netherlands)	0,01
Temperatura (T_{solo}) do solo	Reflectômetro - CS616 Soil Moisture Sensor (Campbell Scientific, Inc., USA)	0,20
Umidade (UR_{solo})	5 Termopares tipo T	0,01; 0,03; 0,05; 010; 020
Temperatura da superfície (T_{sup})	Radiômetro Infravermelho de Precisão - SI-111 (<i>Precision Infrared Radiometer</i> - Campbell Scientific, Inc., USA)	2
Temperatura do ar (T_{ar})	3 Termohigrômetros HMP 45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland)	5, 10, 18
Umidade relativa do ar (UR_{ar})	3 Termohigrômetros HMP 45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland)	5, 10, 18
Velocidade do vento (u)	2 Anemômetros de conchas- 03101-L Wind Sentry Anemometer (RM Young, Inc., USA)	5, 10
Direção do vento	03002-L Wind Sentry Set (RM Young, inc., USA)	18
Precipitação pluviométrica (ppt)	Pluviômetro de Báscula - TR-525M Rainfall Sensor (Texas Eletronics, Inc., USA)	5
Aquisição de dados	Datalogger - CR1000 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA)	Abrigo
Energia - Tensão (12V)	Bateria de 150 A	Abrigo
Painel Solar (65 W)	SP65 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA)	Abrigo

3.2.3. COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS

Os fluxos de calor sensível e latente foram determinados pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos descritos por Baldocchi et al (1988), entre fevereiro de dois mil e onze a março de dois mil e doze.

3.2.3.1. Movimento do Ar

Anemômetro sônico tridimensional CSAT3 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA), instalado a 10 m de altura para medir as flutuações médias das três componentes da velocidade do vento (u): velocidade horizontal do vento a leste (u_x), velocidade horizontal do vento a norte (u_y) e a velocidade vertical do vento (u_z). Os erros causados pelo vento lateral são corrigidos e a velocidade do vento é transformada em coordenadas ortogonais, assumindo que a geometria de cada anemômetro é ideal segundo Liou et al., 2001.

3.2.3.2. Concentrações de H₂O e CO₂

As concentrações de vapor d'água e dióxido de Carbono são obtidas por um analisador de gás por infravermelho de caminho aberto LI-7500A (LICOR Inc., Lincoln, NE, USA), instalado a 10m de altura. Estes sensores estão conectados a um Datalogger CR1000 (Campbell Scientific, Logan, UT, USA) que faz uma amostragem a cada 10 Hz e que calcula os fluxos com base na média destes valores a cada 30 minutos, o sistema de covariância de vórtices turbulentos está orientado para o norte geográfico.

3.3. AVALIAÇÃO DOS DADOS

A qualidade e o controle de qualidade dos dados são essenciais para as medidas meteorológicas. Para dados de covariância de vórtices turbulentos, é particularmente recomendado devido ao procedimento dos cálculos que são muito complexos, questão que foi extensivamente apresentada por Foken et al (2004).

A estação automática teve bom desempenho, o sistema é novo, instalado em 26/02/2011, vários testes foram realizados em tempo real para minimizar as perdas, porém problemas externos ao sistema surgiram representando 25,49 % dos dados, que foram substituídos seguindo o procedimento de preenchimento de falhas.

Certamente este ano completo de dados não é suficiente para definir uma tendência, todavia continuaremos o estudo ao longo dos anos, pois avaliações climáticas necessitam de longas séries temporais.

3.3.1. Preenchimento de falhas das medidas de H e LE

A quantidade de dados de qualidade obtidos em um sítio experimental depende muito das condições locais, da manutenção e de outras variáveis, falhas podem ocorrer em qualquer sistema, podendo ser que tenha que se rejeitar e preencher alguns dados.

O preenchimento de falhas nos dados de covariância de vórtices turbulentos foi realizado utilizando-se o algoritmo proposto pelo grupo de Biogeoquímica do Instituto Max Planck¹. O algoritmo se baseia nos métodos propostos por Falge et al. (2001), mas considera tanto a covariação dos fluxos com as variáveis meteorológicas quanto a auto-correlação temporal dos fluxos, descrito por Reichstein et al. (2005).

Neste cálculo, três condições diferentes são identificadas:

1. Apenas a variável de interesse está falhada, tendo todos os dados meteorológicos disponíveis;
2. Além da variável em interesse, também a temperatura do ar e DPV estão falhados, mas a radiação está disponível;
3. Além das anteriores, a radiação também está falhada.

No cenário (1), os valores faltantes são preenchidos com a média dos valores da mesma variável em condições meteorológicas similares, com uma janela temporal de 7 dias. As condições meteorológicas similares são consideradas quando a radiação global incidente, temperatura do ar e DPV não se desviam mais de 50 W m^{-2} , $2,5^\circ\text{C}$ e

¹ Para mais informações sobre a metodologia, acesse o site da ferramenta: <http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/>

5,0 hPa respectivamente. Se estas condições não são encontradas na janela de 7 dias, esta é aumentada para 14 dias. No cenário (2), a mesma abordagem é realizada, mas a similaridade das condições meteorológicas são definidas apenas pela radiação global com desvio menor que 50 W m^{-2} e a janela temporal não varia. No cenário (3), os valores faltantes são preenchidos pela média dos valores no mesmo período do dia (1 hora), utilizando-se o ciclo diurno médio. Neste caso, a janela temporal se inicia com (0,5) dia (similar a uma interpolação linear entre os dados disponíveis e os horários adjacentes). Se após estas etapas o valor não puder ser preenchido, o processo é repetido aumentando a janela de tempo até que os dados possam ser preenchidos. Tanto o método, a janela temporal, o número preenchido e o desvio padrão são gravados, então podemos avaliar quais dados poderemos realmente utilizar e as incertezas podem ser estimadas para cada preenchimento. As incertezas são também calculadas para cada série de dados aplicando-se uma falha similar a um conjunto de dados existentes, e então aplicado o mesmo método de preenchimento de falhas e comparando o resultado.

3.3.2. ANÁLISE ESTATÍSTICA

O teste de Tukey permite testar qualquer contraste, sempre entre duas médias de tratamentos, ou seja, não permite comparar grupos entre si, baseando-se na diferença mínima significativa (Δ). A estatística do teste é dada igualando-se a diferença mínima significativa (Δ), com a amplitude total studentizada (q), multiplicada pela raiz quadrada, do quadrado médio do resíduo (QMRes), dividido pelo número de repetições (r). O valor de (q) depende do número de tratamentos e do número de graus de liberdade do resíduo. No teste de comparação de médias determinamos um nível de significância (α) para o teste, normalmente utiliza-se 5 % ou 1% de significância. Utiliza-se também o uso de letras para exemplificar o uso do teste. Inicialmente, ordenamos as médias de forma crescente para facilitar as comparações. Colocamos uma letra do alfabeto na primeira média e em seguida comparamos a diferença com as médias seguintes. Se a diferença for superior ao valor da (Δ), a diferença entre as médias é significativa. Médias de crescimento,

seguidas de letras iguais, não diferem significativamente entre si, pelo teste de Tukey ao nível de 5 % de probabilidade.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO

Tabela 3 – Médias das variáveis climatológicas para a Fazenda Miranda

Parâmetro	Valor	Período	Unidade
Radiação incidente no topo da atmosfera	39,05	Chuvosa	MJ m ⁻² d ⁻¹
	30,16	Seca	
Média da radiação incidente na superfície	18,17	Chuvosa	MJ m ⁻² d ⁻¹
	16,44	Seca	
Temperatura média (variação)	23,5	Seca	°C
	28,38		
Umidade relativa do ar média (variação)	82,32	Chuvosa	%
	50,5	Seca	
Precipitação acumulada	1031,5	ano	mm ano ⁻¹
Precipitação (variação)	333	Chuvosa	mm mês ⁻¹
	0,8	Seca	
Estação Chuvosa	7	Outubro-Abril	mês
Estação Seca	5	Maio-Setembro	mês
Direção predominante do vento (na torre)	330° – 20°	Chuvosa	N (Em relação no norte)
	180° – 220°	Seca	

4.1.1 PRECIPITAÇÃO

Para um melhor entendimento das características microclimáticas do local de estudo, fizemos uma análise sazonal. O Cerrado apresenta duas estações bem

definidas, a chuvosa (outubro - abril) e a seca (maio - setembro). Os primeiros registros de chuva (Figura 5) na Fazenda Miranda foram em outubro de dois mil e onze. Sendo que os meses de fevereiro e março foram os que mais choveram nesta parte do Cerrado.

A precipitação mensal acumulada para o ano de estudo foi 1031,56 mm, valor inferior aos registrados entre os anos de 1961 a 1990 para o mesmo local que foi registrada uma média de 1342,3 mm. Embora este valor seja considerado suficiente para muitas culturas, sob o aspecto agrícola, ele apresenta-se como fator limitante durante a fase reprodutiva de determinadas culturas.

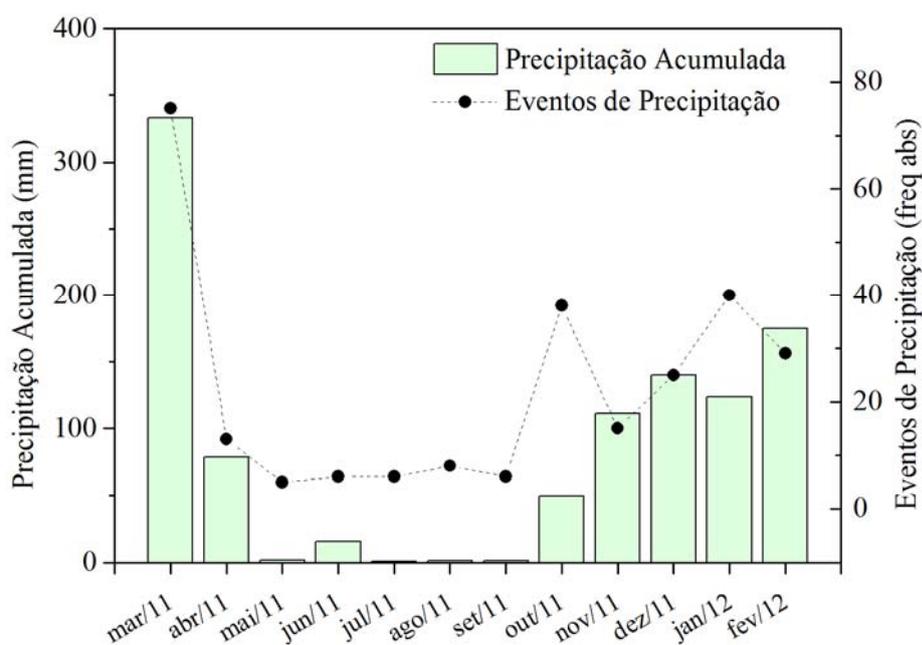


Figura 5 – Precipitação registrada no período de estudo para a Fazenda Miranda.

Durante a estação chuvosa tivemos apenas 53,5 % dias de chuva com valor maior que 1 mm de queda. Durante a seca registramos apenas 1,96 % dias de chuva com valor maior que 1 mm de queda, esta grande deficiência hídrica é muito importante sob o aspecto ecológico, pois define os limites de tolerância para as espécies vegetais.

A distribuição horária média de precipitação ao longo do dia é ilustrada na Figura 6. Aproximadamente de 34,3% da precipitação da estação chuvosa ocorreu entre 16 e 20 hs e na seca, 19 % da chuva ocorreu entre 9 e 11 hs, horário local.

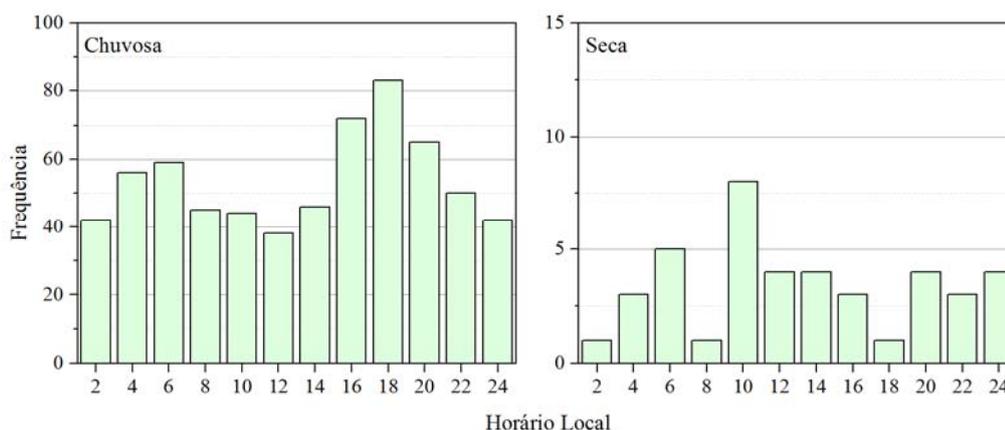


Figura 6 - Distribuição de frequência horária de acontecimento do evento de precipitação.

4.1.2. TEMPERATURA E UMIDADE RELATIVA

De um modo geral, podemos afirmar que houve poucas variações nos valores máximos e mínimos da temperatura do ar no local de estudo. A temperatura média anual registrada foi 26 °C. Durante a estação chuvosa o mês de novembro apresentou o maior valor de temperatura máxima diária 34,6 °C e fevereiro a menor temperatura mínima diária 22,6 °C valores que podem ser analisados na Figura 7. Na estação seca o maior valor de média de temperatura máxima diária foi em setembro 36,3 °C e a mínima registrada em julho 16 °C. O mês em que houve maior variação térmica foi agosto 16,5 °C.

A amplitude térmica anual do ar é influenciada pela localização geográfica e para um mesmo hemisfério geralmente os valores médios de temperatura ao ar aumentam quanto menor é a latitude, enquanto a amplitude térmica aumenta conforme a latitude. As massas de ar e a altitude também exercem influência sobre a temperatura do ar, de modo que áreas mais elevadas apresentam temperaturas médias e amplitudes térmicas menores para uma mesma latitude.

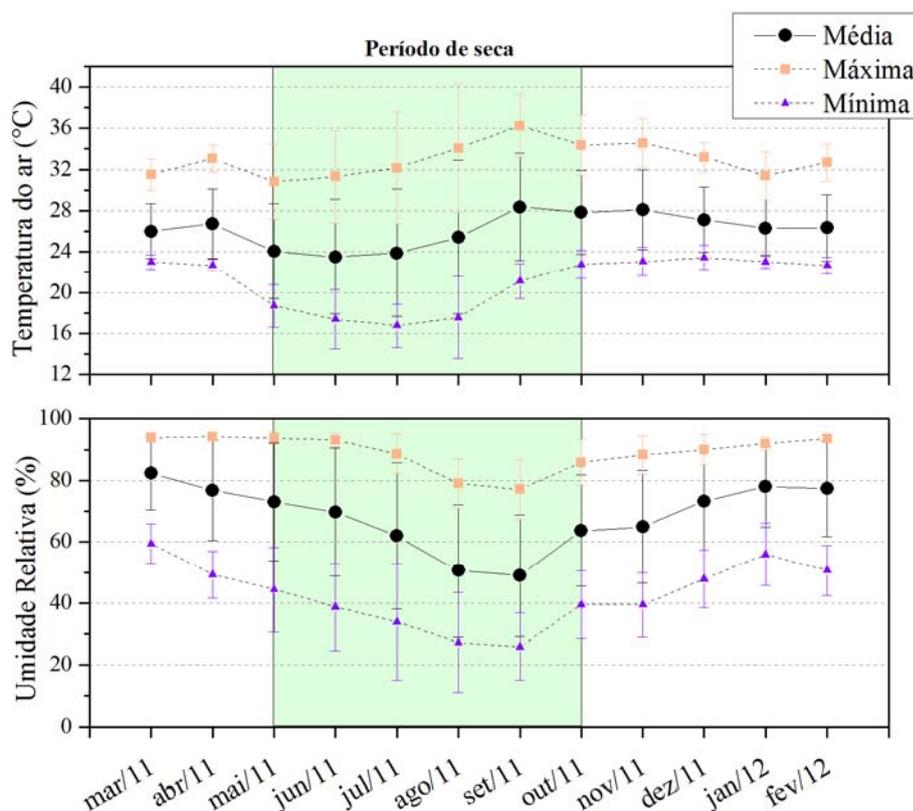


Figura 7 – Comportamento da Temperatura e Umidade Relativa do ar para a fazenda Miranda durante o período de estudo.

A média diária do Déficit de Pressão de Vapor mostrado na Figura 8 indicou acentuada sazonalidade no ano de estudo. O maior valor de DPV encontrado foi no mês de setembro, 1,04, e o menor valor encontrado foi em março, 0,44. Quando o valor de DPV é alto, a evaporação está em processo dinâmico, quando nulo, o que representa um ar saturado ($UR = 100\%$), o processo de evaporação cessa, ou seja, entra em equilíbrio dinâmico no qual o número de moléculas de água que passa para fase gasosa é igual ao número que retorna. A convecção é um dos fatores que afeta a evaporação, ou acelerando-a com a entrada de ar mais seco, ou retardando-a com a entrada de ar mais úmido, pois a diferença entre as temperaturas faz com que a rajada de ar mais frio quando entra em contato com a parcela mais quente do ar, ficar menos densa.

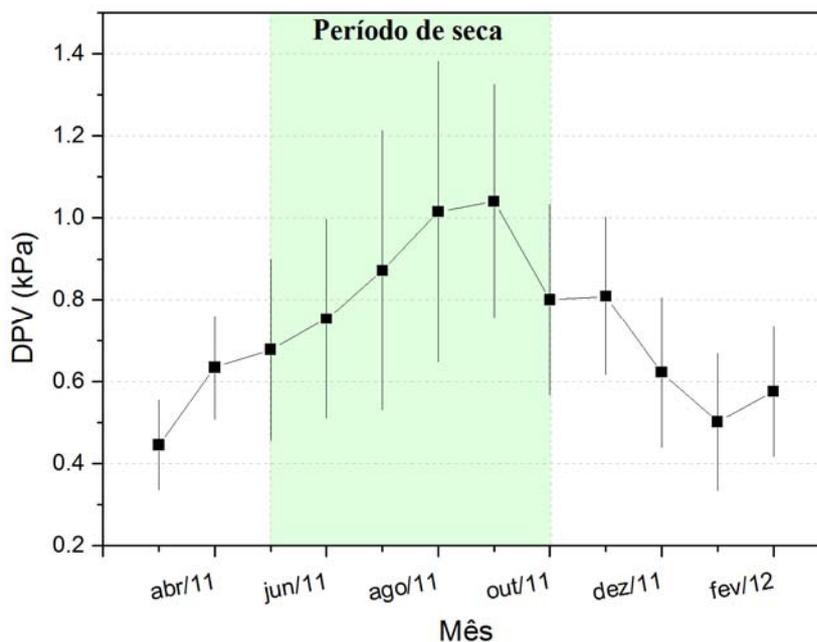


Figura 8 – Média mensal do déficit de Pressão de Vapor para o período de estudo na Fazenda Miranda (\pm desvio padrão).

4.1.3. VELOCIDADE E DIREÇÃO DO VENTO

A média diária anual da velocidade do vento registrada pelo anemômetro de concha na parte superior da torre foi de 2,4 m/s. Observamos pouca variação sazonal da velocidade média do vento para a Fazenda Miranda no ano de estudo. Durante a estação chuvosa o valor máximo de velocidade média do vento ocorreu no mês de fevereiro, 8,3 m/s, o menor ocorreu em dezembro, 0,1 m/s.

Durante a estação seca o valor máximo de velocidade média do vento ocorreu no mês de setembro, 6,9 m/s, e o menor, em julho, 0,1 m/s. A direção predominante do vento durante a estação chuvosa esteve entre $330^{\circ} - 20^{\circ}$ em relação ao norte. O principal fenômeno que influencia esse resultado é o anticiclone do Atlântico Sul caracterizado pela grande quantidade de umidade transportada do oceano, rumo ao interior do Cerrado de E para W, a partir do litoral Atlântico, resultante dos ventos Alísios.

Durante a estação seca a direção predominante do vento esteve entre $180^{\circ} - 220^{\circ}$ em relação ao norte. O principal fenômeno que influencia esse resultado em geral são as frentes frias. A frente fria é uma grande massa de ar polar que se desloca

do Polo em direção ao Equador. A massa de ar frio, relativamente densa, introduz-se sob o ar mais quente e menos denso, provocando uma queda rápida de temperatura e de pressão (Figura 9). Os dados das suas estações são condizentes com o encontrado por Santanna et al (2008).

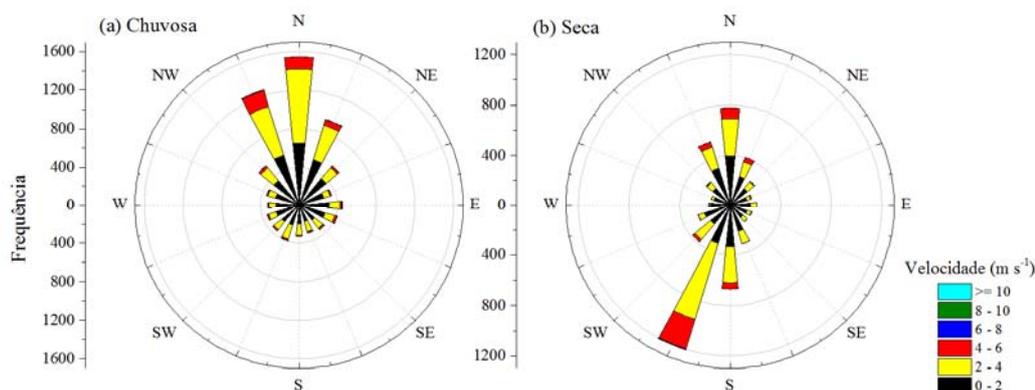


Figura 9 – Médias da velocidade e distribuição de frequência da direção do vento, separados por estação, para o período de estudo na Fazenda Miranda.

A velocidade média do vento registrada pelo anemômetro sônico (u) comparada com a velocidade de fricção do ar (u^*) mostra o comportamento do dia médio anual das duas variáveis (Figura 10). A velocidade de fricção do ar (u^*) é um parâmetro de extrema importância no cálculo dos fluxos, pois é o principal indicativo da estabilidade ou instabilidade atmosférica no local. Quanto maior u^* , mais instável a atmosfera local, e conseqüentemente mais precisa são as medidas de correlação entre w' e a variável a ser observada. No período noturno, u^* tem grande relação com a troca líquida de CO_2 no ecossistema (NEE). Via de regra, quanto maior o valor de u^* , maior a troca líquida estimada pelo sistema.

Para o cálculo dos fluxos utilizamos um filtro de exclusão dos dados de velocidade de fricção do vento com valores menores que 0,2 m/s. Para áreas de floresta a filtragem exclui os dados com valores menores ou iguais a 0,30 m/s de u^* , podendo ter um descarte de até 70% dos dados noturnos de fluxo de CO_2 (Araújo et al., 2009; Aguiar, 2005). Tratando-se de fluxos noturnos, principalmente para baixos valores de u^* , os dados relacionados à advecção da equação 31 não podem ser

ignorados e devem fazer parte do cálculo dos fluxos (Aubinet et al. 2012; Aubinet et al. 2000).

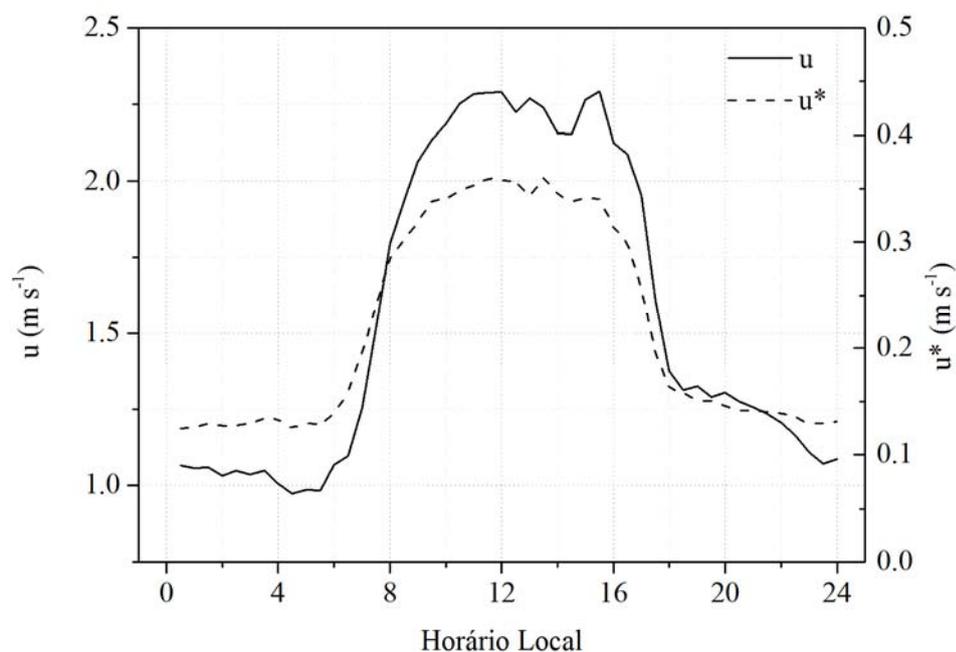


Figura 10 - Comportamento médio anual da velocidade do vento (u) e velocidade de fricção do vento (u^*), para o período de estudo, na Fazenda Miranda.

4.2. RADIAÇÃO E FLUXOS DE ENERGIA

A radiação solar na camada limite da atmosfera tem relação direta com a vida no planeta, diminuindo à medida que se aproxima da superfície devida principalmente à absorção seletiva pelos gases, vapor de água, dispersão pelas moléculas de ar e reflexão pela superfície das nuvens. Outro fator de extrema importância que regula a incidência de radiação na superfície terrestre é a inclinação do eixo de rotação terrestre, que proporciona aos hemisférios receberem uma quantidade diferente de radiação conforme a nossa posição em relação à translação em função do Sol. Este comportamento pode ser observado na Figura 11, onde a radiação global incidente na superfície terrestre varia em função das estações do ano no hemisfério sul, apresentando menores valores no inverno.

Ao avaliar as trocas radiativas na Fazenda Miranda, percebemos que esta variação sazonal afetaram os fluxos da radiação incidente e refletida, para as estações chuvosa e seca. A média de radiação incidente no topo da atmosfera foi $39 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $30,16 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, e a média da radiação incidente na superfície terrestre foi $18,17 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $16,44 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, dados mostrados na Tabela 3. Analisando-se a média mensal acumulada de incidência de radiação em função do período de estudo (Figura 12), podemos observar o decréscimo de disponibilidade energética para o período de seca no local de estudo, ressaltando a sazonalidade do local em função da radiação solar. O decréscimo da radiação líquida disponível para o ecossistema foi maior que o decréscimo de radiação global incidente, nos dando um indicativo que as variáveis locais, como cobertura e fluxo de calor no solo, são parâmetros que influenciam a disponibilidade energética do local.

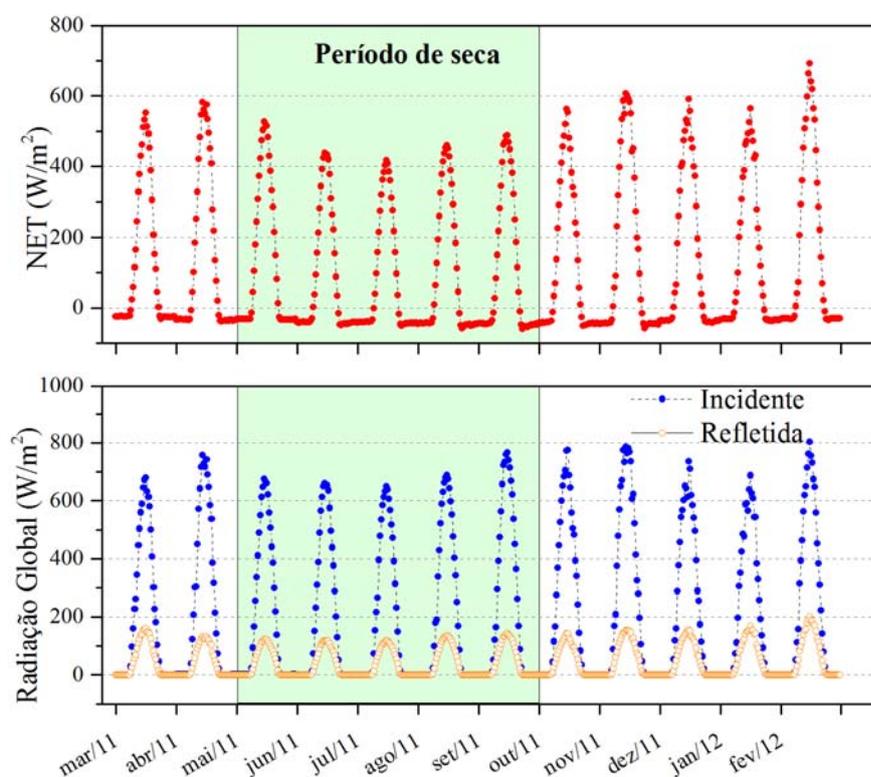


Figura 11 – Dia médio mensal da Radiação líquida e global incidente e refletida, para o período de estudo, na Fazenda Miranda.

A sazonalidade dos fluxos de calor sensível e latente foi analisada através do teste de Tukey, para médias independentes, onde foram comparados os valores de

médias diárias (6 -18 horas) dos componentes de radiação. Os valores calculados estão na Tabela 4, através dela observamos a diferença sazonal entre todos os componentes de radiação, principalmente entre os fluxos de calor sensível e latente, evidenciando o gradiente entre os dois períodos quando relacionados às variáveis de radiação, principalmente quando estas estão relacionadas a disponibilidade de água no ambiente.

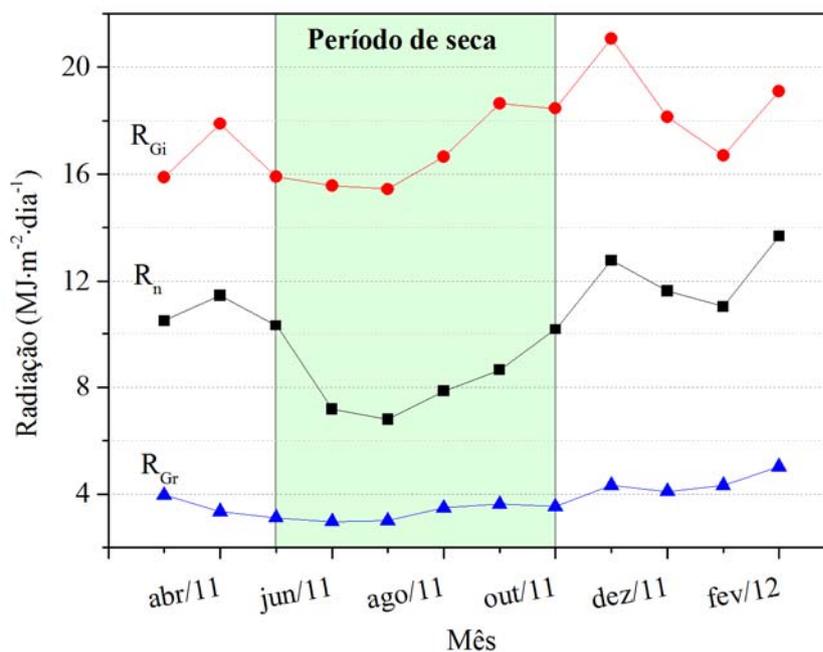


Figura 12 – Média mensal do valor de radiação acumulada por dia para a radiação global incidente (R_{Gi}), radiação líquida (R_n) e radiação global refletida (R_{Gr}), para o período de estudo na Fazenda Miranda.

Priante-Filho et al. (2004) conduziram um estudo similar em uma região de pastagem, 500 km ao norte do nosso local de estudo, já em região de transição Amazônia - Cerrado, registrou valores de média ao meio-dia de 110 a 140 W/m² para o fluxo de calor sensível no período chuvoso, e 230 a 240 W/m² para o período seco, enquanto a média para o fluxo de calor latente foi de 190 W/m² para a seca e 270 W/m² para o período chuvoso.

Em comparação, nossos dados se comportaram semelhantemente, Figura 12, inclusive em comportamento sazonal, com nossas médias de meio-dia de 148 W/m²

para H na estação chuvosa e 199 W/m^2 para estação seca, e 281 W/m^2 para LE na estação chuvosa e 123 W/m^2 na estação seca. Resultados similares foram encontrados por Santos et al. (2003) em região de cerrado campo sujo próximo a Brasília – DF, e por Giambelluca et al. (2009) em região de Campo Cerrado no planalto central. No perfil diário médio dos fluxos em relação às estações, Figura 13, percebemos que os fluxos de calor sensível e fluxo de calor no solo são maiores na estação seca do que na estação chuvosa, inverso do que acontece com o fluxo de calor latente que é maior na estação chuvosa tendo muito mais água disponível na atmosfera para transferência de energia.

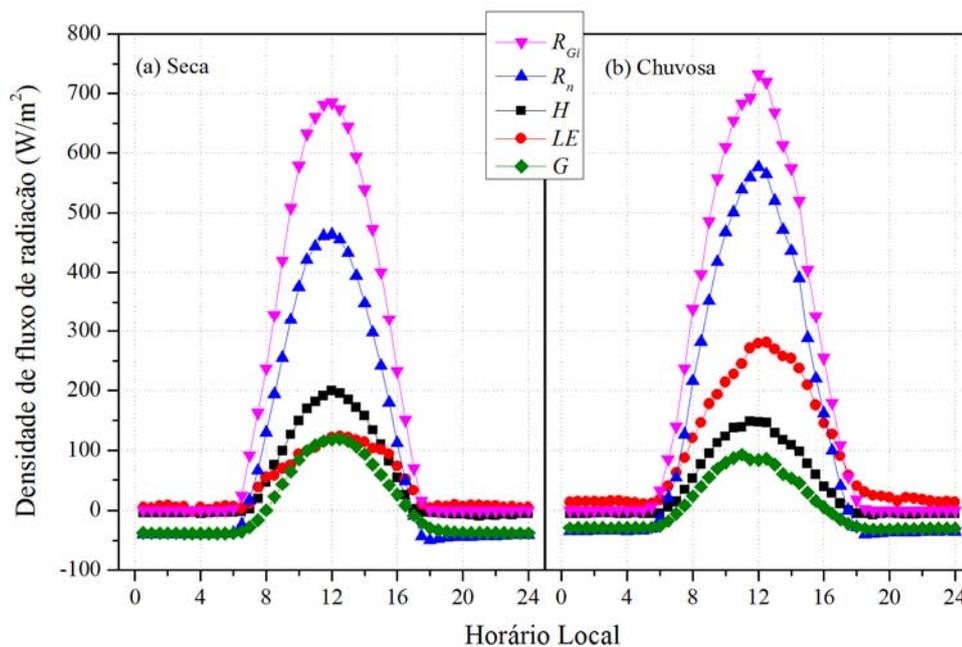


Figura 13 – Comportamento do dia médio, dividido por estação, para a radiação global incidente (R_{Gi}), radiação líquida (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G).

O comportamento sazonal dos fluxos de calor sensível e latente se mostraram consistentes com estudos realizados em regiões de Cerrado. Estudo realizado por Meirelles et al. (2003), em região de pastagem regenerada no cerrado de Planaltina – GO, encontrou o mesmo comportamento dessas componentes como no nosso estudo.

Tabela 4 - Média diária por período¹ das variáveis de radiação² da Fazenda Miranda

Variável	H	LE	R _n	R _{gi}
Período Chuvoso	69,02a	183,74a	311,76a	419,14a
Período Seco	100,41b	73,91b	231,24b	381,01b

⁽¹⁾ Médias na mesma coluna, seguidas por letras distintas, diferem entre si pelo teste de Tukey, ao nível de 5% de significância.

⁽²⁾ dados em W/m².

Segundo estudos realizados por Zhang et al. (1996), na região amazônica, 88% da radiação solar incidente é absorvida pela superfície e a partição do saldo de radiação é de aproximadamente 64% para fluxo de calor latente, por meio da evapotranspiração, e 36% são alocados na forma de calor sensível. Dados consistentes com estudos realizados na mesma área (Araújo et al 2009; Rocha et al. 2009).

4.3. AVALIAÇÃO DO SISTEMA DE VÓRTICES TURBULENTOS

A razão do balanço de energia ($H + LE/R_n$) nesta área de Campo Sujo do Cerrado foi 62,5 %. Na estação chuvosa a relação entre os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) com a radiação líquida foram de 32 %, com um coeficiente de determinação 0,7696 para o fluxo de calor sensível (H) e 0,7877 para o fluxo de calor latente (LE).

Na estação seca a relação entre os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) com a radiação líquida foi de 30,05 %, com um coeficiente de determinação 0,8716 para o fluxo de calor sensível (H) e 0,5700 para o fluxo de calor latente (LE) (Figura 14).

Nossos dados foram consistentes com valores obtidos em região de transição Amazônia-Cerrado, ao norte de Mato Grosso, por Priante-Filho et al. (2004), com valores de R² para LE de 0,85 para a estação úmida e 0,57 para a estação seca. Veenendaal et al. (2004) encontrou o mesmo comportamento para savana africana de latitude similar ao nosso local de estudo.

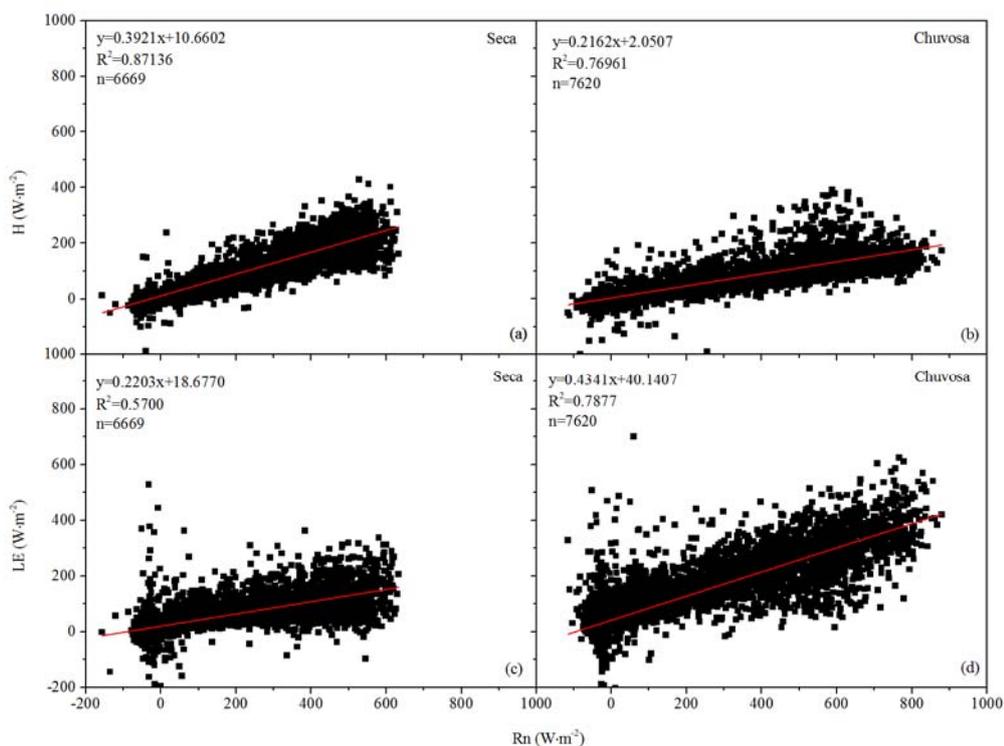


Figura 14 - Relação Sazonal entre os Fluxos H, LE e Rn. (a) Relação entre H e Rn na estação seca. (b) Relação entre H e Rn na estação chuvosa. (c) Relação entre LE e Rn na estação seca. (d) Relação entre LE e Rn.

A Figura 15 mostra a comparação entre a soma dos fluxos de calor sensível e latente em relação a radiação líquida menos o fluxo de calor no solo, denominado fechamento do balanço energético, quando analisada a variação sazonal. Os resultados obtidos foram semelhantes.

Durante a estação chuvosa o coeficiente de determinação entre $\text{LE} + \text{H}$ em relação a $\text{Rn} - \text{G}$ foi 0,8922 e para a estação seca, 0,8754.

A variabilidade do ciclo diurno de R_n foi limitada pela intensidade da radiação solar (Figura 15). A radiação líquida teve uma variação máxima antes do meio dia local e foi tipicamente negativo durante a noite. Esta variação apresentou valor mínimo de $33 \text{ W}/\text{m}^2$ durante a noite e pico de $547 \text{ W}/\text{m}^2$ na estação seca por volta do meio dia. A estação chuvosa apresentou média diária de $115,5 \text{ W m}^{-2}$ e a seca de $92,9 \text{ W m}^{-2}$, indicando uma diminuição de 19,6% dos fluxos de calor latente na estação seca.

O valor máximo diário médio encontrado foi de $165,7 \text{ W m}^{-2}$ no mês de janeiro e o mínimo de $36,4 \text{ W m}^{-2}$ em setembro. O valor médio anual foi de $93,6 \text{ W m}^{-2}$. Os fluxos de calor latente apresentaram variabilidade do ciclo diurno com pico de 400 W m^{-2} às 13 horas e mínimo de $2,4 \text{ W m}^{-2}$ durante a noite (Figura 9b).

O fluxo de calor sensível (calculado conforme descrito na Equação 8) teve variação sazonal inversa à variação do fluxo de calor latente, como pode ser observado na Figura 8c.

A estação chuvosa apresentou média diária de $17,0 \text{ W m}^{-2}$ e a seca de $37,1 \text{ W m}^{-2}$, representando aumento de 118,2% dos fluxos de calor sensível na estação seca. O valor médio anual foi de $26,8 \text{ W m}^{-2}$. A média horária do fluxo de calor sensível (Figura 10c) variou predominantemente entre -9 e 169 W m^{-2} , sendo tipicamente negativo no período noturno.

A magnitude dos valores do saldo de radiação e dos fluxos de calor latente e sensível seguiu um curso diário de acordo com a intensidade da radiação solar incidente, conforme pode ser observado nas Figuras 10a, 10b, 10c e 5a, respectivamente. Portanto, os valores máximos foram registrados próximo ao meio-dia e os valores mínimos entre o anoitecer e o amanhecer, mais precisamente entre as 18 e 8 horas. Os valores negativos ocorreram durante a noite, quando a superfície e a vegetação perdem calor para a atmosfera (Santos, 2004).

Durante o período de medidas o saldo de radiação não apresentou considerável variação sazonal, e cerca de 78% do saldo de radiação disponível foram gastos no processo de evapotranspiração. Na estação seca o índice foi de 71% e aumentou para 86% na estação chuvosa. Estes valores estão condizentes com valores encontrados por Malhi et al. (2002) em estudo feito na Amazônia Central.

Os autores mencionaram que a evapotranspiração representou entre 75 e 85% do saldo de radiação na estação chuvosa, mas este índice declinou durante a estação seca. Priante Filho et al. (2004) também encontraram resultados semelhantes no sul da Amazônia.

Os resultados da Tabela 6 mostram uma resposta clara da vegetação à diminuição das chuvas na estação seca. Com a redução da precipitação a umidade do solo também diminui principalmente nas camadas superiores do solo.

Desta forma, é de se esperar uma diminuição nas taxas de evapotranspiração e um aumento nos fluxos de calor sensível.

Os dados do fechamento do balanço de energia se para regiões similares apresentou boa similaridade, Veenendaal et al. (2004) encontrou valores de $H + LE$ 25% menores que a $R_n - G$, consistentes com os nossos dados e relatos da literatura em geral (Araújo et al., 2002; Rocha et al., 2004; Lee et al. 2004).

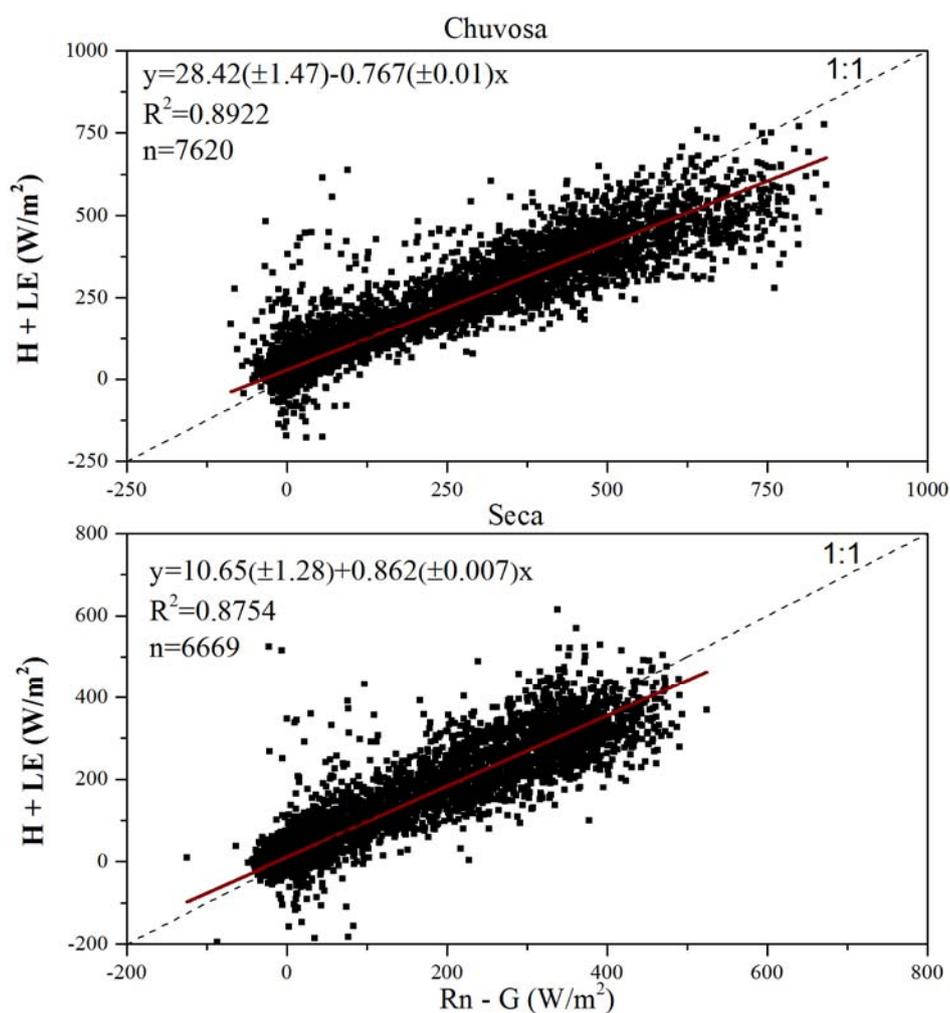


Figura 15 – Fechamento do balanço de energia para a estação seca e chuvosa, durante o período de estudo na Fazenda Miranda.

O bom fechamento do balanço de energia no Cerrado nos proporciona confiabilidade nos dados medidos, indica que está havendo concordância entre os parâmetros medidos e que todo o sistema se encontra com desempenho satisfatório.

Porém nem sempre é possível encontrar um resultado satisfatório. Aubinet et al. (2001), relata que a causa mais importante no déficit do fechamento do balanço de energia em terrenos heterogêneos é a diferença entre a área de representatividade, footprint, (Figura 16) do sistema de covariância de vórtices turbulentos e do saldo radiômetro. Isto porque a área de footprint estende-se por várias centenas de metros na direção de onde sopram os ventos, e o saldo radiômetro é uma medida abaixo de onde fica o equipamento.

De acordo com Lee (1998), a falta do fechamento do balanço de energia é particularmente um sério problema em vegetações altas. Von Randow et al. (2004), encontraram um déficit de 26% no fechamento do balanço de energia para a Reserva do Jauru em 1999, área de floresta Amazônica.

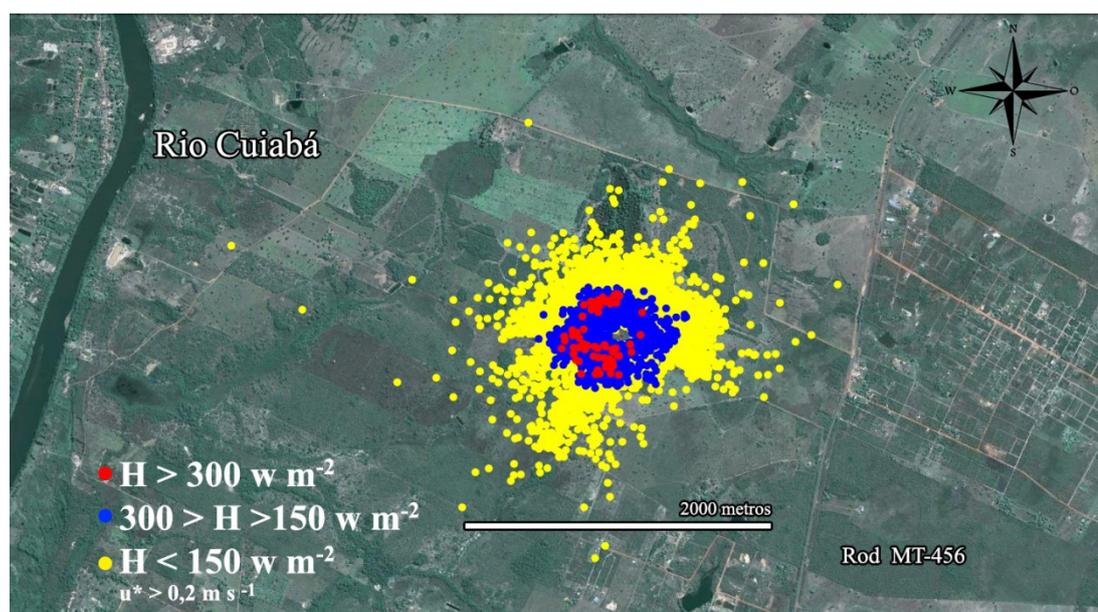


Figura 16 - Projeção da área de influência no cálculo dos fluxos classificados pelo fluxo de calor sensível, para dados calculados com $u^* > 0,2 \text{ m s}^{-1}$, sob uma imagem de satélite da DigitalGlobe do local de estudo.

Qualquer observação de fluxo que é feita de um ponto elevado levanta questões de qual é a área efetiva da origem significativa desse fluxo observado. Cada ponto da área de origem contribui para o perfil de concentração do fluxo a favor do vento, em uma escala que varia com a distância a partir da fonte, a elevação da observação, as características da camada limite turbulenta e as condições de estabilidade da atmosfera. Em termos simples, a área de influência (Footprint) é a

área "vista" pelos instrumentos na torre. Em outras palavras, é a área que está a favor do vento em direção à torre, onde os fluxos gerados nesta área são registrados pelos instrumentos. Entender o conceito de área de influência dos fluxos é essencial para planejar, implementar e executar corretamente um experimento de covariância de vórtices turbulentos.

Para calcular a extensão horizontal de cerrado que contribui com 80% dos fluxos que foram estimados, utilizamos o algoritmo proposto por Schuepp et al. (1990) para cada registro de dados. Essa distância foi plotada associadamente com a direção do vento em um gráfico polar, classificando os pontos de acordo com categorias de fluxo de calor sensível, que nos fornece uma figura bidimensional da área que é "vista" pela torre no cálculo dos fluxos. A Figura 16 no mostra a área de influência da torre da Fazenda Miranda para condições instáveis ($u^* > 0,2$ m/s), plotadas sobre a imagem da Fazenda Miranda, do satélite World View², da Digital Globe. Esta análise de área de influência suporta a nossa ideia de que estamos em uma área representativa dos fluxos, e que englobamos a maioria dos elementos topográficos da área.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na área de campo sujo do Cerrado da Fazenda Miranda, o estudo apresentou diferença nos valores médios de temperatura e umidade relativa do ar durante as estações. As variações maiores em termos de temperatura média do ar ocorrem na estação seca, com valores de 36,3 °C em setembro e 16 °C em julho, durante a chuva houve pouca variação da temperatura, novembro, com valores de 34,6 °C e fevereiro, 22 °C.

A umidade relativa do ar apresentou as maiores médias durante a estação chuvosa, as menores médias ocorreram no final da estação seca. O déficit de pressão de vapor foi maior no final da estação seca, e menor na chuvosa.

A velocidade média do vento não apresentou variação sazonal marcante, com direção predominante de vento norte e na estação seca a direção predominante do vento foi entre sul e sudeste.

Para a estação chuvosa e seca a radiação incidente no topo da atmosfera foi de 39 MJ m⁻² d⁻¹ e 30,16 MJ m⁻² d⁻¹, e a radiação incidente na superfície terrestre obtivemos o valor de 18,17 MJ m⁻² d⁻¹ e 16,44 MJ m⁻² d⁻¹

A razão dos fluxos de calor sensível e latente no Cerrado foi 62,5%, parte da energia utilizada foi utilizada para os processos fotossintéticos, decomposição de matéria orgânica e respiração do solo.

Houve diferença sazonal entre as estimativas das densidades de fluxo de calor sensível e latente. Durante a estação chuvosa o fluxo de calor sensível foi 25% e o fluxo de calor latente 54%, e durante a estação seca o fluxo de calor sensível foi 42% e o fluxo de calor latente 30%.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB' SÁBER, A. N. **A organização Natural das Paisagens Inter e Subtropicais Brasileiras**. In: FERRI, M. G. (Ed.). Simpósio sobre o Cerrado, 3. São Paulo: Edgar Blucher Ltda.: EDUSP, 1997. P.1-14.

ADÂMOLI, J. MACÊDO, J.; AZEVEDO, L. G.; NETTO, J. M. **Caracterização da Região dos Cerrados**. In: GOEDERT, W. J. (Ed.). Solos dos Cerrados: Tecnologias e estratégias de manejo. Planaltina: Embrapa - CPAC. São Paulo: Nobel, 1987. p. 33-98.

ALHO, C. J. R.; MARTINS, E. de S. (Org). **De Grão em Grão, o Cerrado Perde Espaço**. Brasília: WWF, 1995. 66p.

ARAÚJO, A. C. **Spatial Variation of CO₂ Fluxes and Lateral Transport in an Area of Terra Firme Forest in Central Amazonia**. Tese (Doutorado). 165 p., 2009.

ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTIN, R. AND KABAT, P.; **Comparative Measurements os Carbon Dioxide Fluxes from two Nearby Towers in a Central Amazonia Rainforest**: The Manaus LBA Site, Journal of Geophysical Reserch., 107(D20), 8090, doi: 1029/2001JD000676. 2002.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. Ed. Academic Press, 2^a Ed., 2001.

AUBINET, M.; GRELE, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J.B.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A.S.; MARTIN, P.H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, CH.; 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. 30, 113–175, 2000.

AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. **Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis**. Springer Atmospheric Sciences. 2012.

BALDOCCHI, D. D; HICKS, B.B; MEYERS, T.P.; **Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases With Micrometeorological Methods**. Ecology, 69, 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. AND WOFSY, S.; **FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities**. Bull. Am. Meteorol. Soc. 82, 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, 90: 1-25. 1998.

BIUDES, M. S. **Balço de Energia em Área de Vegetação Mono Dominante de Camará e Pastagem no Norte do Pantanal**. Tese (Doutorado em

Agricultura Tropical) – Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, UFMT, Cuiabá, 2008.

BOVSCHEVEROV, V. M.; VORONOV, V. P. **Akustitscheskii Fljager** (Acoustic rotor). Izv AN SSSR Ser Geofiz 6:882–885, 1960.

BRUTSAERT, W. **Evaporation Into the Atmosphere**. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 299 pp, 1982.

BUSINGER, J. A. **Evaluation of the Accuracy with which Dry Deposition can be Measured With Current Micrometeorological Techniques**. Journal of Climate and Applied Meteorology 25: 1100-1124. 1986.

COPPIN, P. A.; TAYLOR, K. J. **A Three Component Sonic Anemometer Thermometer System for General Micrometeorological Research**. Bound Layer Meteorol 27:27–42, 1983.

EMBRAPA. **Normais Climatológicas do Brasil – 1961 - 1990**. Brasília-DF, 2009.

FALGE, E. A. R.; BALDOCCHI, D. S. A; OLSON, R. B; ANTHONI, P. C; AUBINET, M. D.; BERNHOFER C.E; BURBA, G. F ; CEULEMANS, R.G.; CLEMENT, R. H.; DOLMANI, H.; GRANIER, A. J.; GROSS, P. J.; GRÜNWARD T. E.; DAVID H. K.; JENSEN, N. O. L, KATUL, G. M.; KERONEN, P. N.; KOWALSKI, A. G.; LAIM C. T.; LAW, B. E. C.; MEYERS, T. O.; MONCRIEFF, J. H.; MOORSI E.; MUNGERP, J. W.; PILEGAARD, K. L.; RANNIK, Ü. N.; CORINNA R.; ANDREW SUYKER F , JOHN TENHUNEN R, KEVIN TU S, SHASHI VERMA F , TIMO VESALA N, KELL WILSON O, WOFSY, S. P; **Gap Filling Strategies for Long Term Energy Flux Data Sets**. Agricultural and Forest Meteorology, v. 107, p. 71-77, 2001 b.

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* 107:1–48. 2003.

FINNIGAN, J. **An Introduction to Flux Measurements in Difficult Conditions.** *Ecological Applications*, v. 18, n. 6, p. 1340-1350, 2008.

FINNIGAN, J. **Turbulence in Plant Canopies.** *Anu. Rev. Fluid Mech.*, V. 32 p. 519- 571. 2000.

FOKEN, T. **The Energy Balance Closure Problem: An Overview.** *Ecological Applications* 18:1351–1367. 2008.

GIAMBELLUCA, T. W., SCHOLZ, F. G., BUCCI, S. J., MEINZER, F. C., GOLDSTEIN, G., HOFFMANN, W. A., FRANCO, A. C., BUCHERT, M. P. **Evapotranspiration and Energy Balance of Brazilian Savanas with Contrasting Tree Density.** *Agricultural and Forest Meteorology*. n. 149, pag. 1365-1376, 2009.

HANAFUSA, T.; FUJITANA, T., KOBORI, Y.; MITSUTA, Y. **A New Type Sonic Anemometer Thermometer for Field Operation.** *Meteorol Geophys* 33:1 19,1982.

KAIMAL, J. C.; BUSINGER, J. A. **A Continuous Wave Sonic Anemometer Thermometer.** *J Clim Appl Meteorol* 2:156–164,1963.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement.** Oxford University Press, Oxford, 289 pp, 1994.

LEE, X. **On Micrometeorological Observations of Surface Air Exchange Over Tall Vegetation.** *Agricultural and Forest Meteorology*. 1998.

- LEE, X.; MASSMAN, W. J.; LAW, B. E.; **Handbook of Micrometeorology: a Guide for Surface Flux Measurements.** Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. 2004 b.
- LEGG, B. J.; LONG I. F.; **Turbulent Diffusion within a wheat Canopy: II. Results and Interpretation.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 101, 611– 628. 1975.
- LEUNING, R. AND MONCRIEFF, J. **Eddy Covariance CO₂ Flux Measurements Using Open and Closed Path CO₂ Analyzers: Corrections for Analyzer Water Vapor Sensitivity and Damping Fluctuations in air Sampling Tubes.** Boundary Layer Meteorology, 53, 63-76. 1990.
- LEUNING, R. **The Correction form of the Webb, Pearman and Leuning Equation for Eddy Fluxes of Trace Gases in Steady and Non-Steady State, Horizontally Homogeneous Flows.** Boundary Layer Meteorology 123(2). p. 263 – 267. 2007
- 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, 262-272, 2007.
- MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. **Energy and Water Dynamics of a Central Amazonian Rain Forest.** Journal of Geophysical Research. v. 107, p. 45-1 - 45-17, 2002.
- McMILLEN, R. T. **An Eddy Correlation Technique with Extended Applicability to Non Simple Terrain.** Boundary Layer Meteorology, 43, 231-245. 1988.

- MEIRELLES, M. L.; FARIAS, S. E. M.; FRANCO, A. C. **Balço de Energia de uma Pastagem Cultivada no Cerrado**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 81. Planaltina - DF: EMBRAPA, 14 p, 2003.
- MITSUTA, Y. **Sonic Anemometer Thermometer for General Use**. J. Meteorol Soc Jpn Ser II 44:12–24, 1966.
- MONTEITH, J. L. and UNSWORTH, M. H. **Principles of Environmental Physics**. 2th ed. New York: Edward Arnold. 291 p. 1990.
- MONTGOMERY, R. B. **Vertical Eddy Flux of Heat in the Atmosphere**. Journal of Meteorology (5). p. 265–274. 1948.
- NIMER, E. **A Circulaço Atmosférica e as Condiçoões de Tempo como Fundamento para Compreensáo do Clima**. In: IBGE. Geografia do Brasil: Região Centro-Oeste. Rio de Janeiro, V. 1, p. 23-43. 1989.
- OBUKHOV, A. M. **Charakteristiki Mikrostruktury Vetra v Prizemnom Sloje Atmosfery** (Characteristics of the Micro Structure of the Wind in the Surface Layer of the Atmosphere). Izv AN SSSR ser Geofiz 3. p. 49–68. 1951.
- OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. London: Routledge, 1987.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C.; **Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicaçoões**. Guaíba: Agropecuária, 478p. 2002.
- PEREIRA, P. S. F. S. **Plantio de Quatro Espécies Leguminosas Arbóreas em uma área de Cerrado no Distrito Federal, Brasil**. 68 f. Dissertaçoão (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 1997.
- PRIANTE FILHO, N., VOURLITIS, G. L.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; NUNES, P. C.; SOUZA, L. S.; COUTO, E. G.;

HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J. L.; MIRANDA, E. J.; PRIANTE, P. C.; FRITZEN, C. L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L. C.; BIUDES, M. S.; SULI, G. S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S. R.; SILVEIRA, M.; **Comparison of the Mass and Energy Exchange of a Pasture and a Mature Transitional Tropical Forest of a Southern Amazon Basin During the Wet-Dry Season Transition.** *Global Change Biology*, Urbana - IL - USA, v.10, p. 863-876. 2004.

RAUPACH, M. R.; THOM, A. S.; **Turbulence in and Above Plant Canopies.** *Annu. Rev. Fluid Mech* v. 13, p. 97-129. 1981.

REICHSTEIN, M., FALGE, E., BALDOCCHI, D., PAPALE, D., AUBINET, M., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., BUCHMANN, N., GILMANOV, T., GRANIER, A., GRUNWALD, T., HAVRANKOVA, K., ILVESNIEMI, H., JANOUS, D., KNOHL, A., LAURILA, T., LOHILA, A., LOUSTAU, D., MATTEUCCI, G., MEYERS, T., MIGLIETTA, F., OURCIVAL, J. M., PUMPANEN, J., RAMBAL, S., ROTENBERG, E., SANZ, M., TENHUNEN, J., SEUFERT, G., VACCARI, F., VESALA, T., YAKIR, D., VALENTINI, R. **On the Separation of Net Ecosystem Exchange Into Assimilation and Ecosystem Respiration: Review and Improved Algorithm.** *Global Change Biology*, 11:1424–1439, 2005.

REIS, A. C. de S. **Climatologia dos Cerrados.** In: *Simpósio sobre o Cerrado*, 3, 1971, São Paulo: Edgar Blucher, p. 15-25. 1971.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. **Fitofisionomias do Bioma Cerrado.** In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Ed.). *Cerrado: Ambiente e flora*. Brasília: Embrapa Cerrados, p. 87-166, 1998.

RIZZINI, C. T.; PINTO, M. M. **Áreas Climático Vegetacionais do Brasil, Segundo Método Thornthwaite e Mohr.** *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 4, n. 26, p. 523-547. 1964.

- ROBINSON, N. **Solar Radiation**. Elsevier Publication Co., Amsterdam, 1966.
- ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S. **Seasonality of Water and Heat Fluxes Over a Tropical Forest in Eastern Amazonia**. *Ecological Applications*. v. 14, p. S22-S32, 2004.
- ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; COUPE, N. R.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; DOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; RANDOW, C. VON.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. **Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil**. *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, G00B12, doi: 10.1029/2007JG000640, 2009.
- SANTANNA, F. B.; ARRUDA, P. H. Z. de.; FARIA, J. L. B. de.; NOGUEIRA, J. de S. **Estudo Preliminar da Velocidade e Direção dos Ventos, em Cuiabá, MT, Brasil**. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 16, n. 2, p. 175-180, ago. 2008.
- SANTOS, A. J. B. **Comparação dos Fluxos de Energia, Água e Carbono entre Áreas de Campo Sujo Queimado e não Queimado**. 57 f. Tese (Doutorado), Departamento de Ecologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2004.
- SCHOTLAND, R. M. **The Measurement of Wind Velocity by Sonic Waves**. *Journal of Meteorology* 12: 386–390, 1955.
- SCHUEPP, P. H, LECLERC, M. Y, MACPHERSON. J. I, DESJARDINS, R. L. **Footprint Prediction of Scalar Fluxes from Analytical Solutions of the Diffusion Equation**. *Bound Layer Meteorol* 50:355–373, 1990.

SHUTTLEWORTH, W. J. **Observations of Radiation Exchange Above and Below Amazonian Forest.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 110, 1163- 1169. 1984.

SILBERSTEIN, R. P.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R.; HELD, A.; HATTON, T. J.; **Modelling the Energy Balance of a Natural Jarrah (Eucalyptus marginata) Forest.** Agricultural and forest meteorology 115, p. 201-230. 2003.

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

STULL, R. B. **Meteorology for Scientists and Engineers.** Brooks/Cole- Thompson

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

SWINBANK, W. C. **Long Wave Radiation from Clear Skies.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. United Kingdom, vol. 90, Issue 386, p. 488–493, 1964.

SWINBANK, W. C. **The Measurement of Vertical Transfer of Heat and Water Vapor by Eddies in the Lower Atmosphere.** Journal of Meteorology. (8). p. 135–145, 1951.

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, n. 3/4, p. 173-181, 2003.

TANNER, C. B. & PELTON, W. L. **Potencial Evapotranspirataion Estimates by the Approximate Energy Balance Method of Penman.** Journal Gheophysical Reserch, Ottawa, v.65, p.3391-3403, 1960.

TOTA, J.; FITZJARRALD, D. R.; STAEBLER, R. M.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. M. M.; ACEVEDO, O. C.; AND WOFSEY, S.C. **Amazon Rain Forest Sub Canopy Flow and the Carbon Budget: Santarem LBA-ECO site.** Journal of Geophysical Research, 113(G00B02):15, July 2008. doi:10.1029/2007JG000597.

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

VAN GORSEL, E.; LEUNING, R.; CLEUGH, H. A.; KEITH, H. AND SUNI, T. **Nocturnal Carbon Efflux: Reconciliation of Eddy Covariance and Chamber Measurements Using an Alternative to the u^* Threshold Filtering Technique.** Tellus B, 59(3):397–403, doi: 10.1111/j.1600-0889.2007.00252.x. July 2007.

VANDERMERWE, N. J.; AND MEDINA E. **Photosynthesis and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratios in Amazonian rain forests.** Geochimica Et Cosmochimica Acta, 53(5):1091–1094, 1989.

VIEIRA, S.; DE CAMARGO, P. B.; SELHORST, D.; DA SILVA, R.; L. HUTYRA, L.; CHAMBERS, J. Q.; BROWN I. F.; HIGUCHI N.; DOS SANTOS, J.; WOFSEY, S. C.; TRUMBORE, S. E.; AND MARTINELLI, L. A.; **Forest Structure and Carbon Dynamics in Amazonian Tropical Rain Forests.** Ecologia, 140(3):468–479, 2004.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I. AND LEUNING, R. **Corrections of Flux Measurements for Density Effects Due to Heat and Water Vapor Transfer,** Q. J. R. Meteorology Society, 106, 85– 100. 1980.

- WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. **Correction of the Flux Measurements for Density Effects due to Heat and Water Vapour Transfer.** Q. J R Meteorology Society. (106). p. 548 – 558. 1980.
- 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., 110, D22303, doi:10.1029/2005JD006282. 2005.
- ZHANG, S. F, WYNGAARD, J. C, BUSINGER, J. A, ONCLEY, S. P. **Response Characteristics of the U W Sonic Anemometer.** J Atmos Ocean Technol 2:548–558, 1986.