



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

**DINÂMICA DAS TROCAS DE MASSA E ENERGIA EM
REGIÃO DE CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

PAULO HENRIQUE ZANELLA DE ARRUDA

Orientador: **Prof. Dr. George Louis Vourlitis**

Coorientador: **Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Júnior**

Cuiabá – MT

Dezembro de 2014



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

**DINÂMICA DAS TROCAS DE MASSA E ENERGIA EM
REGIÃO DE CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

PAULO HENRIQUE ZANELLA DE ARRUDA

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

Orientador: **Prof. Dr. George Louis Vourlitis**
Coorientador: **Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Júnior**

Cuiabá - MT
Dezembro de 2014

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

Z28d Zanella de Arruda, Paulo Henrique.
DINÂMICA DAS TROCAS DE MASSA E ENERGIA EM
REGIÃO DE CERRADO NA BAIXADA CUIABANA / Paulo
Henrique Zanella de Arruda. -- 2014
69 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: George Louis Vourlitis.
Co-orientador: Osvaldo Borges Pinto Júnior.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso,
Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física
Ambiental, Cuiabá, 2014.
Inclui bibliografia.

1. Covariância de vórtices turbulentos. 2. Cerrado Campo Sujo.
3. Balanço de energia. 4. Balanço de carbono. 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: DINÂMICA DAS TROCAS DE MASSA E ENERGIA EM
REGIÃO DE CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

AUTOR: PAULO HENRIQUE ZANELLA DE ARRUDA

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 08 de dezembro de 2014, pela comissão julgadora:



Prof. Dr. George Louis Vourlitis
Orientador

California State University, San Marcos/CA/EUA



Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior
Coorientador

Universidade de Cuiabá - UNIC



Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo
Examinador Interno

Instituto de Física - UFMT



Prof. Dr. Jonathan Willian Zangeski Novais
Examinador Externo

Universidade de Cuiabá - UNIC



Prof. Dr. Higo José Dalmagro
Examinador Externo

Universidade de Cuiabá - UNIC

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores neste trabalho, Prof. George Voulitis e Prof. Osvaldo Borges, pelo aprendizado e engrandecimento acadêmico, mas acima de tudo, pela paciência!

Aos professores do programa de Pós-graduação em Física Ambiental, em especial ao prof. Sérgio de Paulo e prof. Iramaia de Paulo e prof. Marta C. J. A. Nogueira, pela convivência, ensinamentos, ajuda e cobranças na execução desse trabalho.

Ao coordenador do programa, Prof. José de Souza, pela oportunidade no desenvolvimento da pesquisa e apoio de todas as possíveis (e impossíveis) formas.

Ao meu pai, amigo e colega profissional Alberto Arruda, pelas cobranças, discussões e orientações na carreira acadêmica e vida. Minha mãe, Virte Arruda, que dedicou parte da sua vida para esta pesquisa. Meus irmãos, André, Eduardo e Marcelo, todos em carreira acadêmica e incentivadores do meu trabalho. Minha avó Stella Hess, que de certa forma moldou minha forma de ser e agir.

A minha esposa Franciele, inicialmente pela paciência (muita (muita mesmo)), parceira de pesquisa e maior incentivado para a realização deste trabalho.

Aos colegas do programa, Miguel Jorge, colaborador desde o ingresso na pós-graduação, Higo Dalmagro, que sempre colaborou nos desenvolvimentos experimentais, Geraldo Neves, sempre presente quando preciso, e a todos os outros colegas, meu muito obrigado.

A todos as pessoas que de uma forma ou outra colaboraram no desenvolvimento e delineamento deste trabalho e na minha vida acadêmica, meus agradecimentos.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. OBJETIVO GERAL.....	14
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	14
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1. CERRADO.....	15
2.2. FLUXOS E BALANÇO DE ENERGIA.....	17
2.3. FLUXOS E BALANÇO DE CARBONO.....	20
2.4. COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS.....	21
3. MÉTODOS	29
3.1. LOCAL DE ESTUDO.....	29
3.2. TORRE MICROMETEOROLÓGICA.....	31
3.3. DETERMINAÇÃO DOS FLUXOS PELO MÉTODO DA COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS.....	32
3.4. PREENCHIMENTO DE FALHAS.....	34
3.5. PARTICIONAMENTO DO FLUXO DE CARBONO.....	35
3.6. CÁLCULO DE ÁREA DE INFLUÊNCIA (FOOTPRINT).....	36
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
4.1. MICROMETEOROLOGIA E SAZONALIDADE LOCAL.....	38
4.2. FLUXOS E BALANÇO DE ENERGIA.....	43
4.3. FLUXOS E BALANÇO DE CARBONO.....	51
5. CONCLUSÕES	60
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no Cerrado. (Fonte: Sano et al., 2008) 16
- Figura 2 – Representação esquemática do balanço de energia típico de uma superfície durante o período diurno (a) e noturno (b). 19
- Figura 3 – Diagrama esquemático ilustrando os componentes principais do balanço de carbono em ecossistemas vegetados. O CO₂ é absorvido da atmosfera e fixado via fotossíntese (A), resultando em carbono armazenado nas folhas, caules e raízes. A respiração autotrófica (Ra) devolve CO₂ para a atmosfera. Littera e *turnover* de raízes fornecem carbono ao solo, onde a respiração heterotrófica devolve CO₂ para a atmosfera. 21
- Figura 4 – Imagem esquemática da integração da equação (0.7) em um volume de controle em um terreno homogêneo (Finnigan et al. 2003). 26
- Figura 5 - Localização da área de estudo, localizada entre os municípios de Cuiabá (região amarela) e Santo Antônio do Leverger (região vermelha). 29
- Figura 6 – Paisagem do local de estudo e fotos da torre microclimatológica instalada no local. 30
- Figura 7 – Diagrama climático para a região de Cerrado campo sujo da fazenda Miranda, na baixada Cuiabana, com dados ambientais de 2011-2013 de temperatura e precipitação. 40
- Figura 8 – (a) Precipitação acumulada (PPT) e umidade do solo (US), (b) radiação líquida (NET) e radiação global incidente (R_g), (c) Temperatura média do ar e déficit de pressão de vapor (DPV), (d) velocidade do vento (U) e velocidade de fricção do vento (U*). Cada ponto representa uma média de 15 dias, as barras associadas aos pontos representam o desvio padrão das medidas. Partes sombreadas indicam as estações secas. 42
- Figura 9 – Fechamento do balanço de radiação para a torre localizada na fazenda Miranda. Cada ponto representa uma média de 30 minutos da radiação líquida disponível para o ecossistema (R_n) subtraída do fluxo de calor no solo (G) plotadas contra a soma do fluxo de calor sensível (H) mais o fluxo de calor latente (LE), para a estação seca de 2011 (a), 2012 (b) e 2013 (c), e para a estação chuvosa de 2011 (d), 2012 (e) e 2013 (f). 45
- Figura 10 – Densidade de fluxo de radiação de calor sensível (H), calor latente (LE), líquida disponível para o ecossistema (NET) e no solo (G) para os anos de 2011 a

2013 na região de estudo. A região sombreada representa a estação seca de cada ano.	46
Figura 11 – Médias de 15 dias para a Razão de Bowen (H/LE) e valores máximos e mínimos dentro deste período. A região sombreada representa a estação seca de cada ano. A linha pontilhada representa $\beta = 1$	47
Figura 12 - Médias de 15 dias para o albedo da superfície (%) da região de estudo. A região sombreada representa a estação seca de cada ano.....	48
Figura 13 – Área de influência da densidade de fluxo de H. Cada ponto representa a média de 30min calculado para as estações chuvosas e secas de 2011, (a) e (d) respectivamente, 2012, (b) e (c) respectivamente e 2013, (c) e (d) respectivamente.	50
Figura 14 – Área de influência da densidade de fluxo de LE. Cada ponto representa a média de 30min calculado para as estações chuvosas e secas de 2011, (a) e (d) respectivamente, 2012, (b) e (c) respectivamente e 2013, (c) e (d) respectivamente.	50
Figura 15 – Sobreposição em escala de foto de satélite WorldView, da DigitalGlobe (imagens do Google Earth) com a escala utilizada nos mapas nas áreas de influência dos fluxos calculados. O ponto vermelho ao centro indica a posição da torre de coleta de dados.....	51
Figura 16 – Dados (médias de 30 min) de troca líquida de CO ₂ do ecossistema (NEE) e como função do horário local e dia das medidas para 2011 (a e d), 2012 (b e e) e 2013 (c e f). Transições de azul claro para escuro (valores negativos) indicam aumento na assimilação de CO ₂ pelo ecossistema e transições de azul claro para vermelho escuro indicam emissão de CO ₂ pelo ecossistema. Os painéis a-c indicam todos os dados coletados e os painéis d-f incluem os dados preenchidos.....	53
Figura 17 – (a) Média mensal do padrão diário da troca líquida de CO ₂ do ecossistema; (b) média de 15 dias (± 1 DP) de NEE; (c) e média de 15 dias da produtividade primária bruta (GPP, pontos pretos) e respiração do ecossistema (R_{eco} , pontos brancos), durante os três anos de estudo. A região sombreada representa a estação seca de cada ano.	54
Figura 18 – Precipitação e evapotranspiração acumulada (painel superior) e troca líquida de Carbono do ecossistema (NEE; painel inferior) acumulado nos três anos do período de estudo.	57
Figura 19 – Produtividade primária bruta (GPP; linha sólida) e respiração do ecossistema (R_{eco} ; linha pontilhada) acumulada para os três anos de estudo. As regiões sombreadas correspondem às estações secas de cada ano.....	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Medidas, instrumentos e respectivas alturas na torre micrometeorológica	31
Tabela 2 - Sumário climatológico para a Fazenda Miranda, com dados de todo o período de estudo (2011-2013).	39
Tabela 3 – Médias diárias nas estações secas e chuvosas no período de estudo. As médias e erros padrões das componentes de radiação estão apresentados em $W m^{-2}$ em três diferentes casos: diurno (de 06:00 as 18:00), noturno (de 18:00 às 06:00) e dia completo (de 00:00 às 24:00).	47
Tabela 4 – Médias e intervalos de confiança de 95% para 1000 reamostragens das médias diárias de radiação líquida (NET, $W m^{-2}$), radiação global incidente (Rg, $W m^{-2}$), albedo (%), troca líquida do ecossistema (NEE, $\mu mol m^{-2} s^{-1}$), fluxo de calor sensível, (H, $W m^{-2}$), fluxo de calor latente, (LE, $W m^{-2}$), fluxo de calor no solo, (G, $W m^{-2}$), déficit de pressão de vapor (PDV, kPa) e precipitação (PPT, mm). Valores em negrito indicam diferenças sazonais em função do intervalo de confiança.	48

ARRUDA, P. H. Z. *Dinâmica das trocas de massa e energia em região de cerrado na baixada cuiabana*. 2014. 70 f. Tese (doutorado), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

RESUMO

O cerrado brasileiro é a maior região de savana na América do Sul, e compõe aproximadamente 22% de todo o território nacional, fazendo fronteira com quatro dos outros cinco biomas nacionais. No entanto, as dinâmicas de troca de massa (carbono e água) e energia com a atmosfera ainda não são bem compreendidos, especialmente nas fitofisionomias denominadas Cerrado Campo Sujo. O objetivo geral deste trabalho foi observar, avaliar e descrever a dinâmica sazonal na troca líquida de CO₂ do ecossistema com a atmosfera e os componentes do balanço de energia em uma área representativa de Cerrado campo sujo na baixada cuiabana em Mato Grosso, Brasil. A área de estudo encontra-se na Fazenda Miranda (15°43' Sul e 56°04' Oeste), onde se encontra instalado uma torre de coleta de dados micrometeorológicos com um sistema de covariância de vórtices turbulentos. Os dados apresentados foram coletados e analisados no período de março de 2011 à dezembro de 2013, e nos permitiram inferir que as variações sazonais no regime hidrológico foram as principais reguladoras dos componentes do balanço de energia e troca líquida de CO₂ do ecossistema com a atmosfera. Neste período, o ecossistema se mostrou um leve emissor de carbono para a atmosfera, mas podendo se comportar como sumidouro em função do regime hidrológico. Esta relação também pode ser observada na sazonalidade dos dados, com magnitudes maiores nos valores de troca líquida de CO₂ (absorção e emissão) durante a estação chuvosa, se comportando similarmente a florestas tropicais semidecíduas. Quando particionado a troca líquida de CO₂ do ecossistema, a respiração tende a ser maior em magnitude em relação à produtividade primária bruta na maior parte do período de estudo. Os componentes do balanço de energia também apresentam variações sazonais no seu comportamento, com o fluxo de calor latente, em média, duas vezes maior na estação chuvosa em relação a seca. O fluxo de calor sensível é maior durante a estação seca, mas com magnitudes menores. Os dados apresentados são compatíveis com estudos prévios realizados em diferentes áreas do Cerrado Brasileiro e savanas tropicais em outros locais do globo.

Palavras chave: Covariância de vórtices turbulentos, Cerrado Campo Sujo, Balanço de energia, Balanço de carbono

ARRUDA, P. H. Z. *Dynamics of mass and energy exchanges in the Cerrado region on the Baixada Cuiabana*. 2014. 70 f. Thesis (PhD in Environmental Physics), Physics Institute, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

ABSTRACT

The Brazilian cerrado is the major savanna region in South America, and comprises about 22% of the entire national territory in Brazil, bordering four of the other five national biomes. However, the mass (carbon and water) and energy exchanges dynamics with the atmosphere are not well understood, especially in so-called Cerrado Campo Sujo. Therefore, this work was conducted to observe, evaluate and describe the seasonal dynamics in net CO₂ ecosystem exchange with the atmosphere and the components of the energy balance in a representative area of Cerrado Campo Sujo on the Baixada Cuiabana, in Mato Grosso - Brazil. The study was conducted at the Fazenda Miranda (15°43 ' S and 56°04' W), where a micrometeorological tower equipped with an eddy covariance system was installed. The data presented here were collected and analyzed from March 2011 to December 2013, and allowed us to infer that the seasonal variations in the hydrological regime were the main regulatory component of the energy balance and net CO₂ exchange with the atmosphere. In this period, the ecosystem showed a light source of carbon to atmosphere, but may behave as a sink due to the hydrological regime. This relationship can also be observed in seasonal data, with higher magnitudes in net CO₂ exchange values during the rainy season, this behavior is similarly to semi-deciduous tropical forests. When the net CO₂ ecosystem Exchange is partitioned, the ecosystem respiration tends to be greater in magnitude of the gross primary productivity in most period of the study. The components of the energy balance also shows seasonal variations in their behavior, with the average of latent heat flux twice high in the rainy season compared to dry season. The sensible heat flux is higher during the dry season, but with smaller magnitudes. The data presented are consistent with previous studies conducted in different areas of the Brazilian Cerrado and tropical savannas in other parts of the globe.

Keywords: Eddy covariance, Cerrado campo sujo, Energy budget, Carbon budget

1. INTRODUÇÃO

As savanas tropicais cobrem aproximadamente um oitavo da superfície terrestre global e são caracterizadas por uma alta diversidade de espécies de plantas. Localmente, as savanas cobrem aproximadamente 45% do território da América do Sul, e o Cerrado é a maior região de savana no continente, originalmente cobrindo $2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, incluindo a região central e partes do sudeste brasileiro, sendo a segunda maior formação vegetal no Brasil, ficando atrás apenas da floresta Amazônica. Esta área foi reduzida para apenas 20% do território total nos tempos atuais, e segundo Machado et al. (2004), cerca de 55% desta redução foi causada pela atividade antrópica.

Segundo a FAO (1993), Organização das Nações Unidas para a Alimentação e Agricultura, as savanas são mundialmente as extensões de terra mais usadas para criação de gado. No Brasil, principalmente à partir da década de 60, marcou-se o início da agricultura em larga escala e com isso grandes extensões de terra foram utilizadas para criação de gado e produção de grãos nas savanas na América do Sul, principalmente no cerrado localizado na região central do Brasil, se tornando uma das maiores produtoras a nível mundial de soja e gado de corte. Apesar da sua extensão, sua biodiversidade e vulnerabilidade a ações antrópicas, este bioma tem recebido pouca atenção da comunidade científica em comparação a florestas tropicais como a Amazônia. A substituição de um sistema complexo de árvores e gramíneas por monoculturas, especialmente de raízes não profundas, influenciam em mudanças nos ciclos hidrológicos. Na mesma linha de raciocínio, podemos inferir que essas mudanças no uso da terra podem também influenciar em mudanças no microclima local.

A vegetação do Cerrado, por conter uma mistura de muitas diferentes espécies, tem uma resposta diferente a mudanças nas variáveis ambientais. O clima é extremamente sazonal, com meses sem chuva e períodos de alta precipitação. A demanda evaporativa é substancialmente maior na época seca quando as condições do ambiente induzem às plantas a estresse hídrico, principalmente na vegetação de raízes pouco profundas. A preocupação com os possíveis impactos humanos sobre o meio ambiente tem aumentado significativamente nos últimos anos. Imaginando o tamanho e distribuição do Cerrado brasileiro, podemos imaginar que o ele seja um importante regulador de trocas de massa e energia com a atmosfera, como já mostrado em trabalhos anteriores na literatura. Em caso particular, especula-se que as alterações no ambiente terrestre por causas antrópicas podem ser significativas o suficiente para alterar a dinâmica desta interação biosfera e atmosfera.

Poucos trabalhos tem empregado a técnica de covariância de vórtices turbulentos para caracterizar os fluxos de energia, água e gases de efeito estufa nas savanas tropicais, incluindo nessas o Cerrado nacional. Em geral, os trabalhos realizados concordam em alguns pontos, como o declínio do fluxo de calor latente durante a estação seca, menor disponibilidade hídrica no ecossistema, e conseqüentemente menor assimilação de carbono atmosférico pela vegetação via atividade fotossintética. Estes estudos e medições associadas são essenciais para estimar a contribuição destes ecossistemas para o balanço global de carbono e principalmente para os ciclos hidrológicos a nível regional.

Estudos para calcular e estimar o balanço global de carbono, principalmente a quantidade de CO₂ assimilado pela fotossíntese (produtividade primária bruta, GPP) foi significativamente melhorada, como resultado do desenvolvimento das técnicas experimentais e dos modelos empíricos associados a estas. Os fluxos de CO₂ obtidos pelo método de covariância de vórtices turbulentos sobre a superfície de interesse, em geral, representam a troca líquida de CO₂ do ecossistema (NEE), com o sinal indicando se o sistema está absorvendo (negativo) ou emitindo (positivo) carbono, e ainda representa o balanço entre esses fluxos oriundos da absorção pela GPP e da emissão pela respiração o ecossistema (RE). Entretanto, há problemas nas estimativas de GPP baseadas nas observações de NEE principalmente associadas a

incertezas nas estimativas de RE. O particionamento do NEE nestas duas componentes é necessário para melhor entender as causas da variação das observações da troca líquida de carbono interanualmente, intersazonalmente e espacialmente.

Pouco ainda se conhece sobre as estimativas dessas componentes da troca líquida e balanço de energia em área de Cerrado, bem como estudos da dinâmica hídrica e de carbono, e os estudos publicados nestas áreas, em geral, ocorrem em Cerrado *sensu stricto*. O presente trabalho foi desenvolvido em região de Cerrado denominado campo sujo, comum no estado de Mato Grosso, com características distintas das demais classificações, e pouco compreendido e estudado no âmbito de trocas gasosas com a atmosfera.

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho foi observar, avaliar e descrever a dinâmica sazonal na troca líquida de CO₂ do ecossistema com a atmosfera e componentes do balanço de energia em uma área representativa de Cerrado campo sujo na baixada cuiabana em Mato Grosso, Brasil.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Caracterizar a variação sazonal no balanço de energia para o ecossistema de Cerrado Campo Sujo, determinando os controles sazonais das densidades de fluxo de calor sensível (H) e latente (LE);
- b) Caracterizar a variação sazonal na troca líquida de CO₂ do ecossistema, correlacionando o microclima local;
- c) Particionar a troca líquida do ecossistema em produtividade primária bruta e respiração, analisando a sensibilidade das estimativas com as variáveis microclimáticas locais;
- d) Comparar a região de Cerrado campo sujo com outras regiões de Cerrado, como o Cerrado *sensu stricto* em estudos previamente realizados nestas regiões, comparando também a região de estudo com outras savanas tropicais.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 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 (Vourlitis e da Rocha, 2011), 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.

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 graminoso, sem a formação de dossel contínuo.

A caracterização de Ribeiro e Walter (2008) determina cinco tipos de variações fisionômicas para o Cerrado: Campo Limpo, Campo Sujo, Campo Cerrado, Cerrado Stricto Sensu e Cerradão (figura 1).

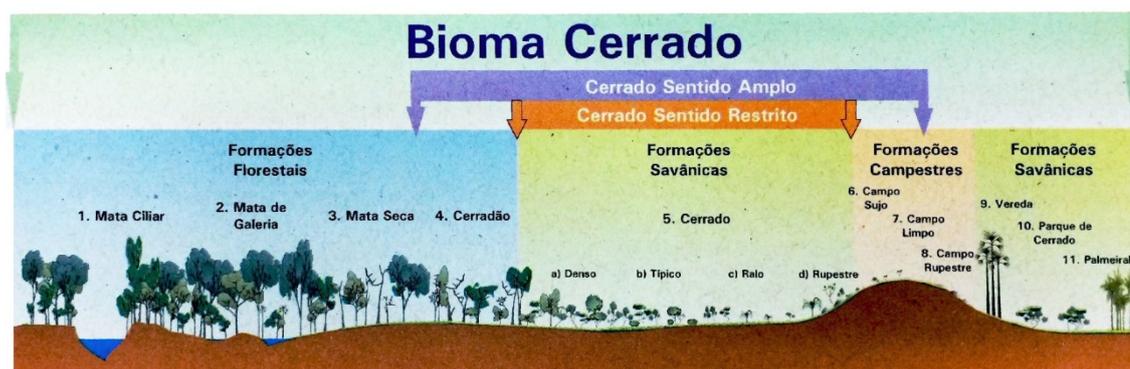


Figura 1 - Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no Cerrado. (Fonte: Sano et al., 2008)

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 FLUXOS E BALANÇO DE ENERGIA

O fluxo de uma dada propriedade em uma dada direção é definido como a quantidade passando por uma unidade de área normal à aquela direção por unidade de tempo. Neste tópico falaremos sobre fluxos de várias formas de energia térmica na ou próxima da superfície. No sistema internacional de unidades, o fluxo de energia é definido como $J s^{-1}m^{-2}$ ou $W m^{-2}$.

Há essencialmente quatro tipos básicos de fluxos de energia atuando sobre uma superfície ideal (relativamente lisa, horizontal, homogênea, extensa, e opaca à radiação), que podemos denominar de radiação líquida, para ou da superfície, os

fluxos de calor sensível e latente, para ou da atmosfera, e o fluxo de calor de ou para a superfície (solo ou água). O fluxo de radiação líquida é o resultado do balanço de radiação na superfície, que durante o dia é normalmente dominado pela radiação solar e é direcionado para a superfície, enquanto durante o período noturno, a radiação líquida é muito menor e normalmente é direcionada longe da superfície.

O fluxo de calor sensível na e acima da superfície é o resultado da diferença de temperatura da superfície e as camadas superiores de ar. Sabemos que a temperatura nas camadas da atmosfera variam em função da altura, com a magnitude do gradiente vertical de temperatura normalmente decrescendo em função da altura. Se imaginarmos a vizinhança imediata de uma camada a nível molecular, o modo primário de transferência de energia térmica no ar é a condução, mas em distâncias superiores a alguns milímetros, o modo primário de transferência de energia térmica passa a ser a convecção ou advecção das camadas de ar. Normalmente o fluxo de calor sensível é dirigido da superfície para a atmosfera durante o dia, quando a superfície está mais aquecida que as camadas de ar acima dela, e este comportamento se inverte durante os períodos noturnos.

O fluxo de calor latente é resultado da evaporação da água, evapotranspiração do ecossistema ou condensação de vapor de água na superfície, e é regulado pelo produto do calor latente de evaporação ou condensação da água e a taxa que esses fenômenos ocorrem. A evaporação normalmente ocorre das superfícies com água, nosso caso durante a maior parte da estação chuvosa, da umidade do solo e das superfícies vegetadas através da transpiração. Essa situação ocorre normalmente durante o dia, e durante os períodos noturnos, temos condensação do orvalho nas superfícies relativamente mais frias. A razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente pode ser tratada como a razão de Bowen (Lewis, J. M., 2005).

Para encontrar um equação simplificada para o balanço de energia em uma superfície ideal, assumimos que a superfície é uma interface muito fina entre solo ou água e o ar atmosférico, não tendo massa ou capacidade de armazenar calor. Ou seja, os fluxos de energia fluiriam para dentro ou para fora da superfície sem nenhuma perda ou ganho devido à mesma. Pelo princípio de conservação de energia poderíamos escrever a seguinte relação

$$R_{NET} = H + LE + G \quad (0.1)$$

onde R_{NET} é a radiação líquida, H é o fluxo de calor sensível, LE o fluxo de calor latente e G é o fluxo de calor no solo. Esta última componente é comumente negligenciado (mesmo que erroneamente) em sistemas onde o solo não é exposto diretamente à radiação, como florestas tropicais e outras com dossel denso e alto (Ogée et al., 2001)

Durante o período diurno, a superfície recebe energia ($R_{NET} > 0$), que é particionada nos componentes do balanço. Tipicamente, tanto H , LE e G são positivos durante o dia, como mostrado esquematicamente na figura 2a. A magnitude dos componentes variam, e dependem de vários fatores. No nosso caso, o principal regulador da magnitude dos componentes é a disponibilidade hídrica do ecossistema. Durante a noite, a superfície libera energia para a atmosfera, e esta perda é compensada com o ganho de energia térmica do ar, e algumas vezes também recebe energia térmica liberada pela condensação do ar durante a formação do orvalho (figura 2b).

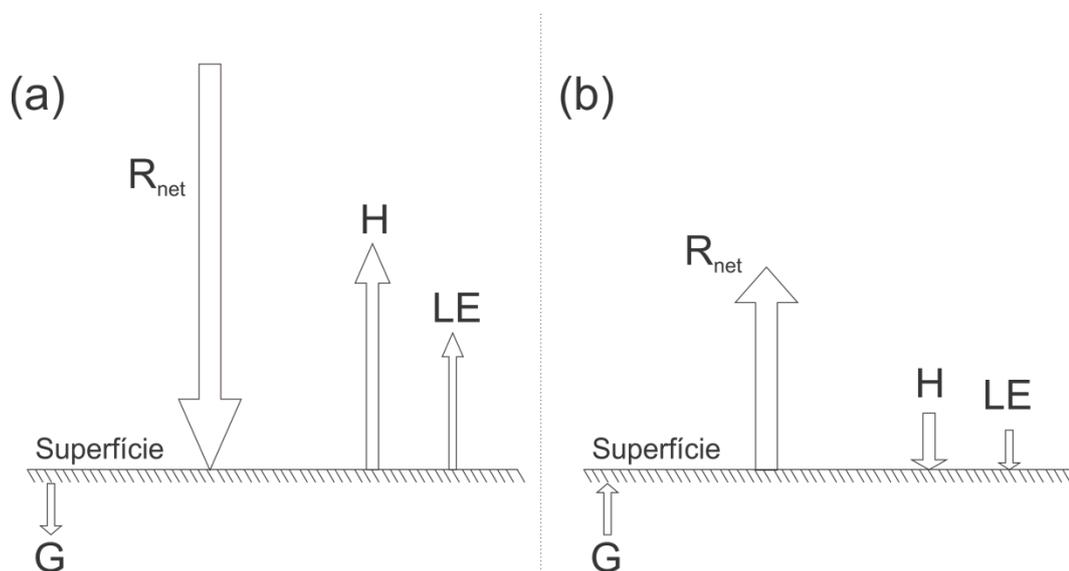


Figura 2 – Representação esquemática do balanço de energia típico de uma superfície durante o período diurno (a) e noturno (b).

2.3 FLUXOS E BALANÇO DE CARBONO

Basicamente quando falamos de balanço de carbono em um ecossistema, desconsiderando os processos que ocorrem no solo, estamos falando do processo líquido resultante da assimilação de CO₂ do processo biológico de fotossíntese e as emissões de CO₂ como produto da respiração autotrófica, tanto por respiração de crescimento quanto respiração de manutenção. Em um período de tempo, a diferença entre a fotossíntese das folhas, respiração líquida e o carbono perdido pela respiração autotrófica é chamada de produção primária líquida. Os carboidratos formados como resultado da fotossíntese ficam alocados nas partes constituintes das plantas, e esta alocação de carbono ainda não é totalmente compreendida (Murty et al. 2002).

Já o fluxo líquido de CO₂ de ou para um ecossistema é chamado de produção líquida do ecossistema, e é resultado da fixação de carbono pela fotossíntese (produção primária bruta) e perdas de carbono pela respiração autotrófica e heterotrófica. A respiração heterotrófica é essencialmente o processo de oxidação de matéria orgânica no solo e superfície do solo, chamado de decomposição. As principais fontes de matéria orgânica para superfície dos ecossistemas vegetados são detritos acima do solo (folhas, caules e ramos e estruturas reprodutivas) e abaixo do solo (micorrizas e raízes mortas) (Murty et al. 2002). Estes processos estão diagramados na figura 3.

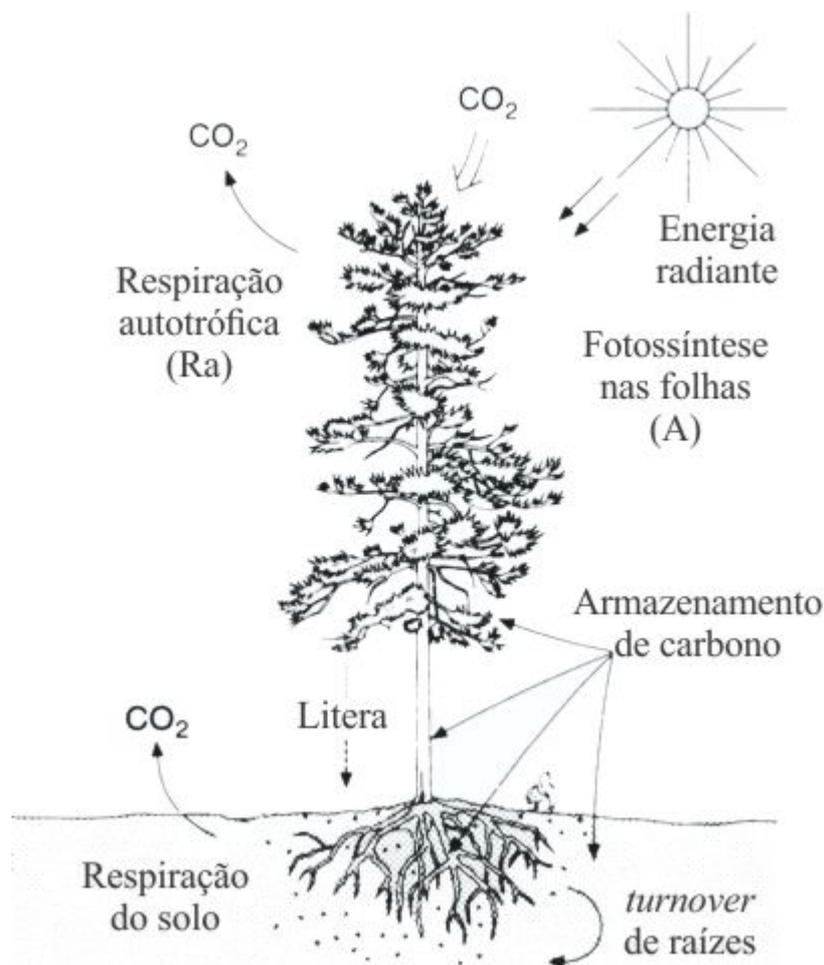


Figura 3 – Diagrama esquemático ilustrando os componentes principais do balanço de carbono em ecossistemas vegetados. O CO₂ é absorvido da atmosfera e fixado via fotossíntese (A), resultando em carbono armazenado nas folhas, caules e raízes. A respiração autotrófica (Ra) devolve CO₂ para a atmosfera. Littera e *turnover* de raízes fornecem carbono ao solo, onde a respiração heterotrófica devolve CO₂ para a atmosfera.

2.4 COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS

Medidas de fluxo são largamente utilizadas para estimar a troca de calor, de água, e de CO₂, tanto quanto de metano e outros gases traços. O método de *eddy covariance*, ou covariância de vórtices turbulentos, é um dos mais diretos e justificáveis modos para medir tais fluxos. Cuidados devem ser tomados no uso devido as complexidades matemáticas envolvidas. Esforços estão sendo realizados por redes de coleta de distribuição de dados a nível mundial (FLUXNET, ICOS, NEON, etc) para uniformizar a terminologia e unificar as várias aproximações.

O vento é um fluxo de ar que pode ser imaginado como um fluxo horizontal de inúmeros vórtices rodando. Cada vórtice tem componentes tridimensionais, incluindo uma componente vertical do vento. O vento parece caótico, porém suas componentes podem ser medidos no alto de uma torre de observação. Assim, em um único ponto, um vórtice 1 move uma parcela de ar para cima com velocidade w_1 e um vórtice 2 move parcela do ar para baixo com velocidade w_2 . Cada parcela de ar tem uma concentração, temperatura e humidade característicos. Se é conhecido essas grandezas e também as velocidades, então o fluxo pode ser conhecido. O método de covariância de vórtices turbulentos trabalha medindo transporte turbulento de gás para a superfície e saindo da superfície.

Tais medidas requerem instrumentação sofisticada, porque as flutuações turbulentas acontecem muito rapidamente, e alterações nas respectivas concentrações, densidade ou temperatura são pequenas, e devem ser medidas rapidamente e muito bem feitas. Nos é conhecido que os fluxos são aproximadamente constantes com a altura da camada superficial, dessa forma, as medidas realizadas nestas camadas representam os fluxos das camadas subjacentes as quais se desejam conhecer. No que segue serão introduzidas algumas definições de grandezas físicas necessárias para a discussão do método de covariância de vórtices turbulentos.

Decomposição de Reynolds

Contribuições instantâneas aos fluxos podem variar sutilmente ao longo do tempo, por outro lado, a troca líquida durante um longo período de tempo pode ser relativamente constante. Para estimar os valores médios dos fluxos (ao longo de um tempo Δt qualquer), utiliza-se da técnica matemática chamada de decomposição de Reynolds, a qual troca as variáveis que sofrem mudanças aleatórias por suas médias temporais e mais as flutuações. Dessa forma, na dinâmica de fluidos e na teoria de fluxo turbulento, a decomposição de Reynolds é empregada para simplificar as equações de Navier-Stokes, substituindo as variáveis aleatórias (ψ) pela soma (parte constante ($\bar{\psi}$) mais a perturbação (ψ'), resultando em uma equação que contém um termo não linear, o qual é conhecido como tensões de Reynolds, termo este que

causa a turbulência. Portanto, para um sistema de coordenadas cartesianas, pode-se escrever

$$\psi = \bar{\psi} + \psi' \quad (0.2)$$

onde a média temporal de Reynolds é definida da seguinte forma:

$$\bar{\psi} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} \psi dt \quad (0.3)$$

onde é requerido que $\Delta t \gg t$. Por definição, a média temporal de uma quantidade flutuando é zero

$$\overline{\psi'} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} \psi' dt = 0 \quad (0.4)$$

e segue dessas definições de médias que para as variáveis simbólicas de fluxo ψ e v , as relações são válidas (conhecido como postulados de Reynold):

$$\begin{aligned} \overline{\psi'} &= 0; \\ \overline{\psi v'} &= 0; \\ \overline{\psi v} &= \bar{\psi} \bar{v}; \\ \overline{\psi + v} &= \bar{\psi} + \bar{v}; \\ \overline{a\psi} &= a\bar{\psi}, \end{aligned} \quad (0.5)$$

onde a é uma constante. É evidente que $\overline{\psi'} = 0$, porém a média do produto de duas quantidades flutuando, em geral, é diferente de zero ($\overline{\psi' \psi'} \neq 0$), pois a desvio quadrático médio das flutuações é conhecido como a intensidade da turbulência.

Na realidade, essas relações são válidas somente quando as médias são realizadas sobre um *ensemble* (ou seja, médias sobre muitas realizações em condições idênticas) (Kaimal e Finnigan, 1994). No entanto, isto nunca é possível em medições atmosféricas, pois as médias são frequentemente calculadas com base nas quantidades estatística de séries temporais, e então é necessário usar a hipótese ergódica, a qual estabelece a que as médias temporais são equivalentes às médias sobre o *ensemble* (Brutsaert, 1982; Kaimal e Finnigan, 1994). Para satisfazer este

pressuposto, as flutuações devem ser estatisticamente estacionárias durante o tempo médio escolhido.

Equações de conservação de um ponto

A equação que descreve a conservação de quaisquer quantidades escalares ou vetoriais na atmosfera pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \rho_d \psi}{\partial t} + \bar{\nabla}(\bar{u} \rho_d \psi) + K_\psi \Delta(\rho_d \psi) = S_\psi \quad (0.6)$$

onde \bar{u} é a velocidade vetorial do vento, ρ_d é a densidade do ar seco, K_ψ é a difusividade molecular da quantidade ψ , S_ψ representa a grandeza da fonte. Esta equação é aplicada a um volume infinitesimal de ar no instante t , e indica que a taxa de variação da quantidade $(\rho_d \psi)$ (primeiro termo) pode ser devido ao seu transporte atmosférico (segundo termo), a difusão molecular (terceiro termo) ou para sua produção pela emissão/absorção para dentro do volume infinitesimal (quarto termo). Esta equação é aplicável para quantidades escalares tanto quanto para quantidades vetoriais, desde que os termos fontes serem definidos adequadamente.

Considerando a troca de ψ na equação (0.6) com χ_s , o qual representa a taxa de mistura de um componente atmosférico, e desconsiderando o termo de difusão molecular, obtemos a equação

$$\frac{\partial \rho_d \chi_s}{\partial t} + \bar{\nabla}(\bar{u} \rho_d \chi_s) = S_s \quad (0.7)$$

A aplicação da decomposição de Reynolds (o primeiro passo é a troca das variáveis aleatórias por valores médios mais flutuações)

$$\frac{\partial(\bar{\rho}_d + \rho'_d)(\bar{\chi}_s + \chi'_s)}{\partial t} + \bar{\nabla}[(\bar{u} + u')(\bar{\rho}_d + \rho'_d)(\bar{\chi}_s + \chi'_s)] = \bar{S}_s + S'_s \quad (0.8)$$

o segundo passo é tomar a média temporal levando em conta as propriedades da mediação:

$$\frac{\partial(\overline{\rho_d \chi_s})}{\partial t} + \frac{\partial(\overline{\rho'_d \chi'_s})}{\partial t} + \vec{\nabla}[\overline{u \rho_d \chi_s} + \overline{u' \rho'_d \chi'_s} + \overline{u \rho'_d \chi'_s} + \overline{u' \rho_d \chi_s} + \overline{u' \rho'_d \chi'_s}] = \overline{S_s} \quad (0.9)$$

rearranjando os termos, e lembrando que a equação da continuidade para $\overline{\rho'_d \chi'_s}$ e $\overline{\rho_d}$ são zeros. Obtemos assim a mesma equação mostrada por Leuning (2005):

$$\overline{\rho_d} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial t} + (\overline{u \rho_d}) \vec{\nabla} \overline{\chi_s} + \vec{\nabla}[\overline{\rho_d u' \chi'_s}] = \overline{S_s} \quad (0.10)$$

Esta equação revela que o termo fonte $\overline{S_s}$ é escrito como a soma da taxa de mudança da razão de mistura χ_s , advecção (movimento horizontal de uma massa de ar, que causa alterações em temperatura ou em outras propriedades físicas do ar) devido ao gradiente espacial em χ_s , e à divergências nos fluxos turbulentos.

Agora expandindo a equação acima em termos das derivadas espaciais (aplicando a definição de divergente), lembrando que u_i , v_i , w_i são as componentes das velocidades nas direções de x , y , e z , respectivamente. Portanto:

$$\begin{aligned} (\overline{u \rho_d}) \vec{\nabla} \overline{\chi_s} &= \overline{\rho_d u} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial x} + \overline{\rho_d v} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial y} + \overline{\rho_d w} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial z}, \\ \vec{\nabla}[\overline{\rho_d u' \chi'_s}] &= \frac{\partial \overline{\rho_d u' \chi'_s}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{\rho_d v' \chi'_s}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{\rho_d w' \chi'_s}}{\partial z} \end{aligned} \quad (0.11)$$

Substituindo na equação principal, obtém-se:

$$\overline{\rho_d} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial t} + \overline{\rho_d u} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial x} + \overline{\rho_d v} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial y} + \overline{\rho_d w} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{\rho_d u' \chi'_s}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{\rho_d v' \chi'_s}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{\rho_d w' \chi'_s}}{\partial z} = \overline{S_s} \quad (0.12)$$

Escolhendo as coordenadas de modo adequado de tal forma que \overline{v} e \overline{w} sejam zeros, e novamente assumindo a homogeneidade horizontal (gradiente horizontal nulo) e condições de estado estacionário (derivada temporal nula), a equação se reduz a:

$$\frac{\partial \overline{\rho_d w' \chi'_s}}{\partial z} = \overline{S_s} \quad (0.13)$$

Esta equação (0.13) diz que o gradiente vertical de transferência turbulenta é igual, no elemento de volume, ao termo de fonte/sumidouro dos gases traços.

Imaginando que usaremos essas relações em um ecossistema para estimar os fluxos das trocas das propriedades de interesse, devemos integrar estas equações tanto horizontalmente sobre a área de interesse, ou nosso volume de controle A ($2L \times 2L$), e verticalmente, do solo à altura que as medições estão sendo realizadas, h_m (figura 3).

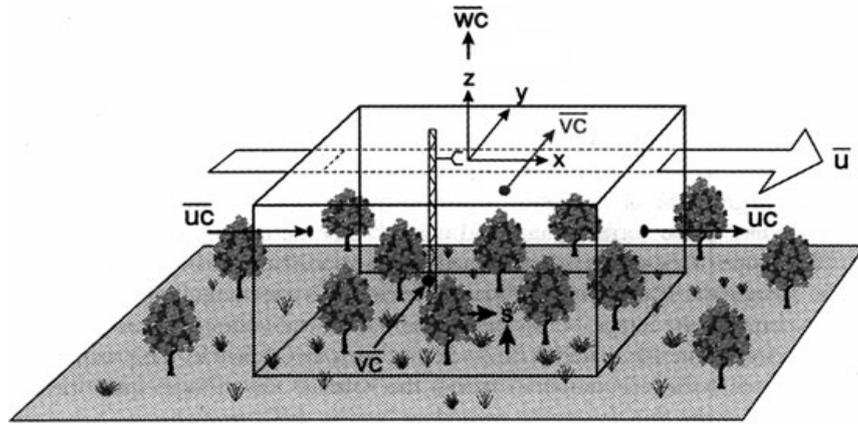


Figura 4 – Imagem esquemática da integração da equação (0.7) em um volume de controle em um terreno homogêneo (Finnigan et al. 2003).

Integrando a equação (0.12) no volume de controle temos

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{4L^2} \int_{-L}^L \int_{-L}^L \int_0^{h_m} \bar{S}_s dx dy dz &= \frac{1}{4L^2} \int_{-L}^L \int_{-L}^L \int_0^{h_m} \left[\bar{\rho}_d \frac{\partial \bar{\chi}_s}{\partial t} \right] dx dy dz \\
 &+ \frac{1}{4L^2} \int_{-L}^L \int_{-L}^L \int_0^{h_m} \left[\frac{\partial \bar{\rho}_d \bar{u}' \bar{\chi}'_s}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho}_d \bar{v}' \bar{\chi}'_s}{\partial y} \right] dx dy dz \\
 &+ \frac{1}{4L^2} \int_{-L}^L \int_{-L}^L \int_0^{h_m} \left[\bar{\rho}_d \bar{u} \frac{\partial \bar{\chi}_s}{\partial x} + \bar{\rho}_d \bar{v} \frac{\partial \bar{\chi}_s}{\partial y} + \bar{\rho}_d \bar{w} \frac{\partial \bar{\chi}_s}{\partial z} \right] dx dy dz \\
 &+ \left[\frac{\partial \bar{\rho}_d \bar{w}' \bar{\chi}'_s}{\partial z} \right] dx dy dz
 \end{aligned} \tag{0.14}$$

Esta equação representa a completa equação de balanço da componente S . Dessa forma, o primeiro termo do lado esquerdo indica que a componente produzida pela fonte (absorvedouro) ou absorvido pelo sumidouro pode ser armazenado ou

transportado. Nesta equação diferentes hipóteses de simplificações podem ser utilizadas. A mais popular simplificação é a introduzida por Finnigan (2003), a qual considera que o sistema de medida é colocado em uma camada horizontalmente homogênea em equilíbrio onde todos os gradientes horizontais são desprezados, e ainda as taxas de misturas e fluxos turbulentos medidos são considerados representativos de todo o volume. Assim, nestas condições, as integrações horizontais são desnecessárias, e um balanço de massa simplificado unidimensionalmente pode ser deduzido como

$$F_s = \int_0^{h_m} \overline{\rho_d} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial t} dz + \int_0^{h_m} \overline{\rho_d w} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial z} dz + \overline{\rho_d w'} \chi'_s |_{h_m} \quad (0.15)$$

onde $\overline{w' \chi'_s} |_{h_m}$ representa o fluxo turbulento vertical no topo do volume de controle. Por outro lado, F_s é a magnitude média da fonte/sumidouro no volume de controle, isto é, a troca líquida do ecossistema para a componente S . O segundo termo do lado direito representa o transporte por advecção no topo do volume de controle, o qual resulta da mudança com o tempo da densidade do ar seco na camada de ar inferior h_m . Aplicando a equação de conservação do ar seco, este termo pode ser reescrito como

$$\int_0^{h_m} \frac{\partial \overline{\rho_d}}{\partial t} dz + \overline{w \rho_d} |_{h_m} + \overline{w' \rho'_d} |_{h_m} = 0 \quad (0.16)$$

ou

$$-\int_0^{h_m} \frac{\partial \overline{\rho_d}}{\partial t} dz = \overline{w \rho_d} |_{h_m} \quad (0.17)$$

com a simplificação $\left| \frac{\rho'_d}{\rho_d} \right| \ll 1$, portanto,

$$\int_0^{h_m} \overline{\rho_d w} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial z} dz = \int_0^{h_m} \left[-\int_0^z \frac{\partial \overline{\rho_d}}{\partial t} dz' \right] \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial z} dz \quad (0.18)$$

Depois da integração por partes e rearranjando os termos

$$F_s = \int_0^{h_m} \overline{\rho_d} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial t} dz + \int_0^{h_m} (\overline{\chi_s}(z) - \overline{\chi_s}(h)) \frac{\partial \overline{\rho_d}}{\partial t} dz + \overline{\rho_d w' \chi'_s} |_{h_m} \quad (0.19)$$

Em geral, o segundo termo do lado direito é frequentemente negligenciado, assim a equação pode ser reescrita de modo mais simplificado como

$$F_s = \int_0^{h_m} \overline{\rho_d} \frac{\partial \overline{\chi_s}}{\partial t} dz + \overline{\rho_d w' \chi'_s} |_{h_m} \quad (0.20)$$

Esta equação é a base do método de vórtices turbulento (*eddy covariance*) generalizado. Ela sugere que o fluxo de um escalar trocado por um ecossistema (F_s) pode ser estimado como a soma dos vórtices turbulentos verticais $\overline{w' \chi'_s}$ na altura h_m (F_s^{EC} , o quarto termo) e da mudança do armazenamento do escalar entre o solo e a altura de interesse (F_s^{STO} , o primeiro termo).

3. MÉTODOS

3.1 LOCAL DE ESTUDO

O sítio experimental onde se realizou as medidas está situado na divisa da capital Cuiabá com o município de Santo Antônio de Leverger, mais precisamente na Fazenda Miranda (FM), (figura 1), estado de Mato Grosso - Brasil, situada a 15 km SSE Cuiabá (-15.7315° e -56.0719°) com altitude média de 157 m em uma faixa de transição entre o Cerrado e o Pantanal, com vegetação característica de Cerrado campo sujo (figura 2).

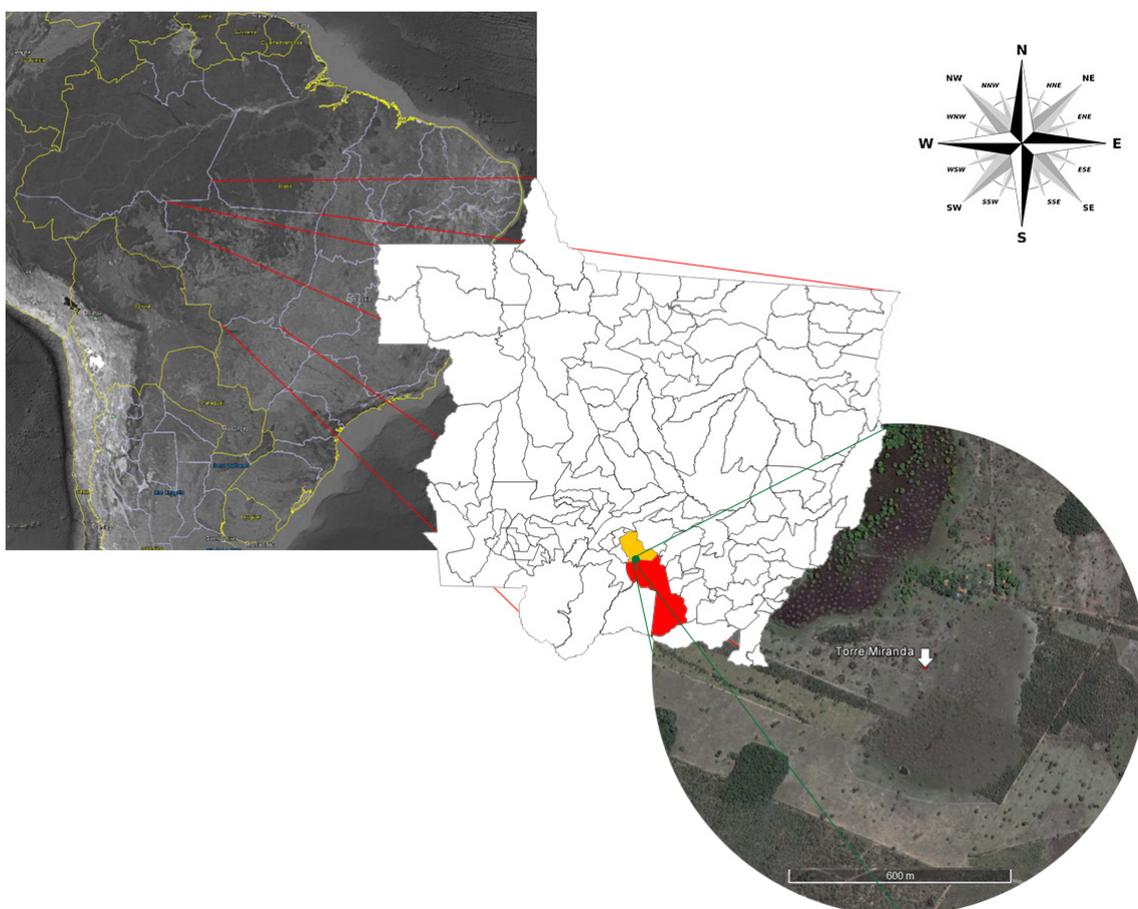


Figura 5 - Localização da área de estudo, localizada entre os municípios de Cuiabá (região amarela) e Santo Antônio do Leverger (região vermelha).

O solo da área em que a pesquisa foi desenvolvida 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 (RADAMBRASIL, 1982). A área do estudo (Figura 2) apresenta dominância de gramíneas *Brachiaria humidicola sp.* com alguns fragmentos de arbustos. A fitofisionomia predominante na área em que a torre micrometeorológica está instalada é de Cerrado Campo Sujo, sendo que a área foi parcialmente desmatada há aproximadamente 35 anos. A vegetação consiste predominantemente de gramíneas (64%) e espécies de árvores como *Curatella americana L.* e *Diospyros hispida A. DC.*, e índice de área foliar de aproximadamente 1,5 (Vourlitis et al., 2014).

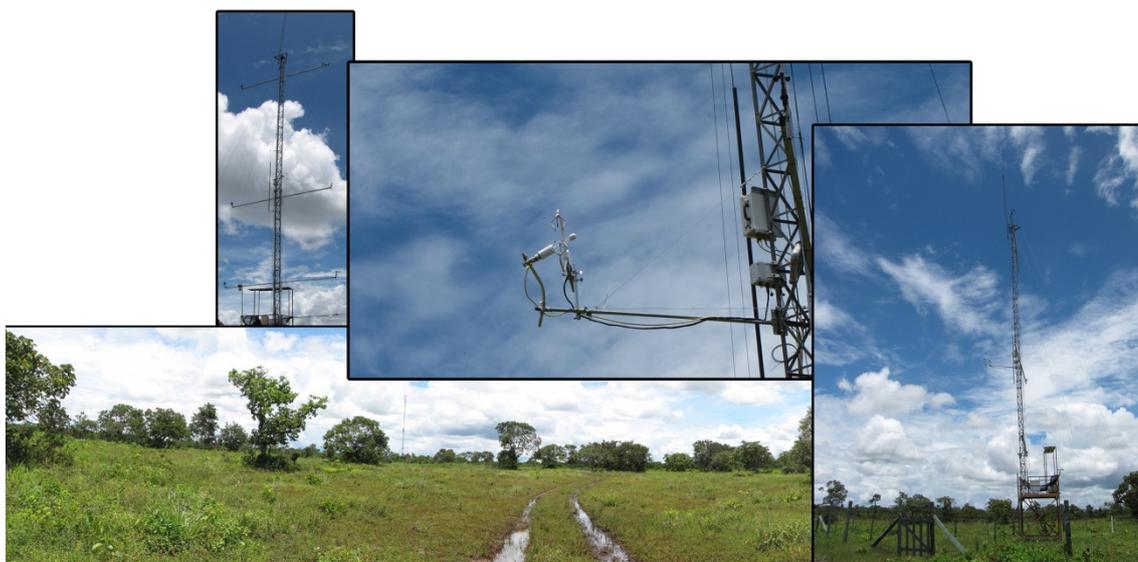


Figura 6 – Paisagem do local de estudo e fotos da torre microclimatológica instalada no local.

Segundo a classificação de Köppen, o clima do local de estudo é do tipo AW, também denominado Tropical semi-úmido, possui quatro a cinco meses secos e duas estações bem definidas, uma seca (outono-inverno) e uma úmida (primavera-verão). A média anual térmica e pluviométrica é de aproximadamente 26,5°C e 1420 mm, respectivamente (Vourlitis e Da Rocha, 2011).

3.2 TORRE MICROMETEOROLÓGICA

Os dados do presente estudo foram coletados entre o período de março de 2011 a dezembro de 2013. No local de estudo, há uma torre micrometeorológica com 20 metros de altura (figura 2), 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.

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 armazenamento das médias a cada 30 minutos. Para aumentar o número de canais de entrada do registrador foi utilizada uma placa multiplexadora AM16/32A (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA). A lista dos sensores utilizados nos dados apresentados estão na tabela 1.

Tabela 1 - 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
Umidade (UR_{solo})	Reflectômetro - CS616 Soil Moisture Sensor (Campbell Scientific, Inc., USA)	0,20
Temperatura (T_{solo}) do 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 Bâscula - 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

Os fluxos de calor sensível e latente e fluxo de CO₂ foram determinados pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos. Os sensores fazem medidas e armazenam dados a 10 Hz, e a posteriori, as médias dos fluxos são calculadas e apresentadas em médias de 30 minutos.

3.3 DETERMINAÇÃO DOS FLUXOS PELO MÉTODO DA COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS

Como descrito na seção 2.4, o fluxo vertical turbulento de qualquer escalar χ_s pode ser deduzida pela covariância da velocidade do vento (w) e a razão de mistura desse escalar como já foi descrito. O formato geral do fluxo é dado por:

$$F_s^{EC} = \overline{\rho_d} \cdot \overline{w' \chi_s'} = \frac{\overline{p_d} \cdot m_d}{R \cdot \theta} \cdot \overline{w' \chi_s'} \quad (0.21)$$

onde p_d é a pressão do ar seco, m_d é a massa molar do ar seco, R é a constante universal dos gases e θ é a temperatura do ar absoluta. Nos cálculos realizados no

processamento dos dados, o termo θ foi substituído por θ_s , que é a temperatura medida pelo anemômetro sônico.

Com base na equação (0.21), o fluxo de momento τ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) pode ser determinada pelas flutuações dos componentes verticais (w) e horizontais (u) do vento:

$$\tau = \overline{\rho_d} \cdot \overline{w'u'} = \frac{\overline{p_d} \cdot m_d}{R \cdot \overline{\theta}} \cdot \overline{w'u'} \quad (0.22)$$

Através desta equação, podemos deduzir outro importante termo calculado, a velocidade de fricção do vento (u^* , m s^{-1}), usando a covariância dos componentes horizontais e verticais do vento, da forma

$$u^* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (0.23)$$

O fluxo de calor sensível foi determinado pelas flutuações do componente vertical do vento e a temperatura do ar calculada pelo anemômetro sônico

$$H = \overline{\rho_d c_p} \cdot \overline{w'\theta'_s} = \frac{\overline{p_d} \cdot m_d}{R \cdot \overline{\theta}} \cdot c_p \overline{w'\theta'_s} \quad (0.24)$$

onde c_p é o calor específico do ar.

O fluxo de calor latente é calculado com base no fluxo turbulento de vapor d'água, F_v^{EC} , e pode ser deduzido da equação (0.21), onde o escalar é a taxa de mistura do vapor d'água. Como os dados são mostrados em função de fluxo de calor latente (W m^{-2}) podemos expressar da forma

$$LE = F_v^{EC} \cdot \lambda \quad (0.25)$$

onde λ é o calor latente de vaporização da água.

Aos termos apresentados, foi aplicada a correção WPL, ou correção de Webb (Webb et al., 1980), necessária pois as flutuações na temperatura e humidade causam flutuações nas concentrações de gases que estamos medindo e não estão relacionados aos fluxos desses gases (Liebethal e Foken, 2003; Leuning 2005).

Após o processo de cálculo dos fluxos, os dados calculados foram testados para assegurar a qualidade e confiança dos mesmos. A metodologia utilizada foi descrita por Foken et al. (2005). Este processo se faz necessário, e altamente recomendado, devido aos procedimentos complexos de medição e cálculo dos dados.

3.4 PREENCHIMENTO DE FALHAS

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 Planck . 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 $5,0 \text{ hPa}$ 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.

3.5 PARTICIONAMENTO DO FLUXO DE CARBONO

O algoritmo utilizado para o particionamento do fluxo de CO₂ em respiração e produção bruta primária é descrito por Reichstein et al. (2005), e se baseia em três passos: Primeiro, a sensibilidade à temperatura, E_0 , é estimada para toda a série de dados. Segundo, a variação sazonal da temperatura de referência R_{ref} através do ano é estimada com uma janela móvel de sete dias, com passos de quatro dias, e em terceiro lugar, usando as estimativas de E_0 e R_{ref} , os fluxos de NEE do ecossistema são particionados em produtividade primária bruta, GPP e respiração do ecossistema, R_{eco} .

Para filtrar a respiração do ecossistema (R_{eco}) dos dados noturnos, usamos os dados calculados de meias horas quando a radiação global é menor que 10 W m⁻² e checado também com os horários locais de nascer e por do sol. Após, os dados foram divididos em períodos de 14 dias, e para cada período destes é verificado se há mais de seis pontos de dados disponíveis e onde a variação de temperatura é maior que 5°C. Nestas condições, são esperadas boas regressões de R_{eco} e temperatura.

Para estimar o parâmetro $E_{0,avg}$ (médio), usamos o modelo de regressão de Lloyd e Taylor (1994) plotando a respiração do ecossistema (R_{eco}) em função da temperatura do solo ou temperatura do ar (T). O parâmetro T_0 da regressão é mantido constante a $-46,02$ °C (Lloyd e Taylor, 1994) e o parâmetro E_0 pode ser variado. A temperatura de referência T_{ref} é mantida em 15 °C. Sendo assim temos

$$R_{eco}(T) = R_{eco,ref} \cdot e^{E_0 \left(\frac{1}{T_{ref}-T_0} - \frac{1}{T-T_0} \right)} \quad (0.26)$$

Para cada período, os parâmetros da regressão e dados estatísticos são armazenados na memória e analisados pós regressões. As três estimativas de E_0 com menor erro padrão são assumidas como as que melhor representam o termo de curto período da resposta de R_{eco} a temperatura, e são usados para toda a série de dados. Sequencialmente, a variação sazonal da respiração na temperatura de referência $R_{eco,ref}$ é estimada dos dados noturnos para intervalos consecutivos de quatro dias usando regressões não lineares de dados de R_{eco} e dados de temperatura.

3.6 CÁLCULO DE ÁREA DE INFLUÊNCIA (FOOTPRINT)

A metodologia de cálculo da área de influência dos fluxos calculados do sistema de covariância de vórtices turbulentos foi proposto por Schuepp et al. (1990), que se baseia no trabalho de Gash (1986), que descreve um modelo analítico simples para as equações de difusões usando um perfil de velocidade do vento constante e condições de atmosfera neutra. O próprio trabalho de Schuepp (1990) introduz a ideia de “*flux footprint*”, que é definida como a avaliação das assinaturas individuais no ponto de medida do fluxo de uma fonte específica, quer esta esteja no solo, no sub-bosque ou no dossel. O modelo de Gash (1986) pode ser expresso como:

$$p(x, z) = \frac{Q_L}{ku^* x} e^{-Uz/ku^* x} \quad (0.27)$$

que nos fornece a concentração no ponto $(0, z)$ resultante de uma fonte infinita a favor do vento, localizada a uma distância x num campo de ventos uniformes, onde Q_L é a intensidade da fonte por unidade de comprimento, k é a constante de von Karman, u^* a velocidade de fricção do vento, z a altura acima da altura do plano zero (d) e U é a velocidade do vento, assumida como constante.

As melhorias no modelo propostas por Schuepp (1990) envolvem assumir um perfil logarítmico para a velocidade do vento, uma melhoria na descrição das áreas de influencia entre o ponto 0 e o ponto x , que permite obter a contribuição vertical do fluxo no ponto z através da derivada da concentração dada pela equação (0.27), multiplicada por $ku^*(z-d)$. Desta forma:

$$\frac{ku^*(z-d)(dp/dz)}{Q_0} = \frac{1}{Q_0} \frac{dQ}{dx} = (-) \frac{U(z-d)}{u^* kx^2} e^{-U(z-d)/ku^*x} \quad (0.28)$$

que nos fornece a densidade de fluxo total no ponto de observação, onde Q_0 representa a densidade da área de fluxo. Nos nossos cálculos, d foi calculado como $d = 0,67 \times$ altura do dossel (Arya, 1998; Stull, 1988), e altura média do dossel definida como 3 metros.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 MICROMETEOROLOGIA E SAZONALIDADE LOCAL

Além dos fatores geográficos, tais como a posição no continente sul-americano, sua extensão em altitude e latitude, as condições de clima e tempo do Cerrado nacional são determinadas pela dinâmica atmosférica e pelos sistemas da atmosfera que afetam toda a América do Sul (Nimer, 1989). Essa dinâmica atmosférica está vinculada à atuação dos centros de ação inter e extratropicais. Os centros de ação podem ser positivos ou negativos. Os positivos ocorrem sob a forma de massas de ar de origem marítima que se deslocam sobre o continente, e podem avançar ou recuar sob a influência dos centros de ação negativos de origem continental.

O principal sistema que determina o regime de chuvas em grande parte do Cerrado é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Quadro, 1994). O sistema começa a atuar no final da primavera do hemisfério Sul e alcança a sua intensidade máxima durante o verão, sendo o principal responsável pela atuação massa tropical atlântica sobre o continente, e um dos principais fenômenos que determinam o regime de chuva em grande parte do Cerrado e Centro-Oeste. Este fenômeno atuando em conjunto com sistemas originários no Norte, na Zona de Convergência Intertropical principalmente na Amazônia, resulta numa faixa contínua de nebulosidade orientada no sentido norte-sudeste, desde a região amazônica até o Atlântico Sul, ocasionando períodos prolongados de altos índices pluviométricos. Estes fenômenos são mais fortemente observados nos meses de dezembro a fevereiro/março.

No Cerrado campo sujo da baixada cuiabana o máximo de precipitação ocorre em geral no mês de março, com média superior a 300 mm/mês. O sumário pode ser observado na tabela 1. Estes dados são compatíveis com a literatura de regiões de estudo de locais similares, como dados da estação climatológica da Embrapa Cerrados no Distrito Federal (Sano, 2008) e Rocha et al. (2002) em região do Cerrado de São Paulo.

Tabela 2 - Sumário climatológico para a Fazenda Miranda, com dados de todo o período de estudo (2011-2013).

Parâmetro	Média	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 (amplitude)	23,5	Chuvosa	°C
	28,38	Seca	
Umidade relativa do ar média (amplitude)	82,32 50,5	Chuvosa Seca	%
Precipitação acumulada	1115,5	Média/ano	mm ano ⁻¹
Precipitação (amplitude)	360	Chuvosa	mm mês ⁻¹
	0	Seca	
Estação Chuvosa	7 meses	Outubro-Abril	mês
Estação Seca	5 meses	Maio-Setembro	mês
Direção predominante do vento (na torre)	330° – 20°	Chuvosa	N (Em relação no norte)
	180° – 220°	Seca	

A precipitação acumulada anual média, para os três anos de estudo, foi de 1115 mm/ano, cerca de 20% menor que a série histórica de longo prazo da região (Vourlits e Rocha, 2011). Pelo diagrama climatológico montado com dados dos 3 anos de estudo (figura 7), podemos observar a acentuada sazonalidade. Pode-se observar a estação seca compreendida entre os meses de maio a setembro (região em pontilhado vermelho), onde o ecossistema se encontra em déficit hídrico. Deste modo definimos a estação seca (maio-setembro) e chuvosa (outubro-abril), onde ocorre mais de 90% da precipitação acumulada anual registrada.

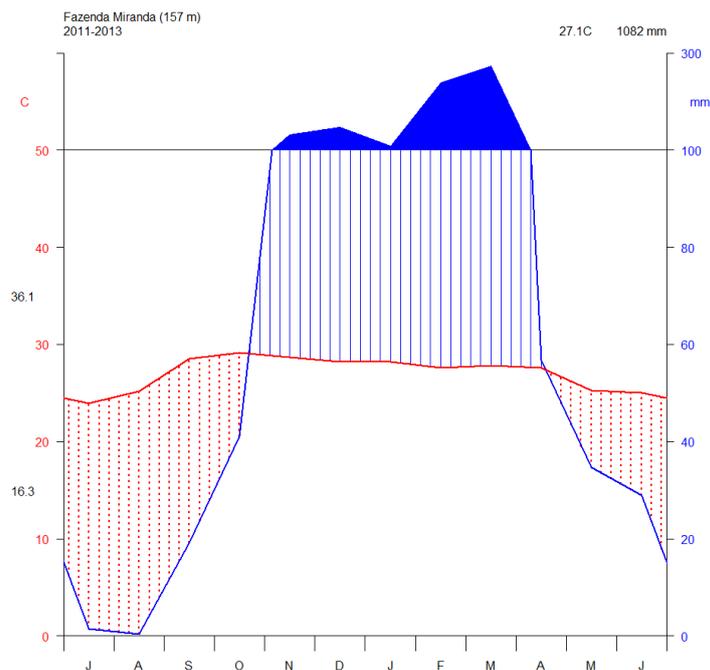


Figura 7 – Diagrama climático para a região de Cerrado campo sujo da fazenda Miranda, na baixada Cuiabana, com dados ambientais de 2011-2013 de temperatura e precipitação.

O comportamento da umidade do solo, em geral, seguiu os padrões da precipitação (figura 8). Pode-se observar baixos valores nos máximos de umidade do solo, na ordem de 8%, isso pode ser compreensível se analisarmos a natureza rochosa e arenosa do solo na região de estudo. O solo, a exemplo da vegetação, também apresenta grande diversidade, expressa por diferenças em suas propriedades e características, que decorrem do material de origem e do ambiente em que foram formados. Segundo Vourlitis et al. (2013), em experimento realizado na mesma região, relatou que o solo apresentava, em média, 60% de rochas em sua totalidade, e sua composição era de, em média, 600g/kg de areia. Solos com estas características tem altas taxas de infiltração, o que os torna solos com baixa capacidade de retenção de água, e com fertilidade de intermediária a baixa (Eiten, 1972; Furley e Ratter, 1988; Vourlitis et al. 2013). Devido a estas características, o solo da região de estudo apresentou dinâmica maior a eventos de precipitação, ficando evidente na estação seca (figura 8).

Observa-se a influência do ciclo anual do ângulo solar nos dados coletados de radiação líquida (figura 8), com médias diárias menores de 100 W m^{-2} na estação seca e

médias superiores a 160 W m^{-2} na estação chuvosa, coincidindo com o verão no hemisfério sul. Esta influência não é evidente quando analisamos os dados de radiação solar incidente (R_g), principalmente no período chuvoso (outubro-abril), pois a cobertura de nuvens tende a reduzir os valores de médias diárias. Devido a isto vemos altos valores de R_g mesmo na estação seca, com valores superiores a 450 W m^{-2} . Estes dados são similares a outros estudos realizados em regiões de Cerrado nacional (Miranda et al. 1997; Giambelluca et al. 2009).

Em geral, o comportamento da temperatura média do ar seguiu os padrões da radiação líquida disponível para o ecossistema (figura 8). A amplitude térmica anual do ar é influenciada principalmente pela localização geográfica. De maneira geral, pode-se afirmar que para um mesmo hemisfério, os valores médios de temperatura do ar aumentam para menores latitudes, enquanto a amplitude térmica aumenta para maiores latitudes. As massas de ar e altitude também influenciam a temperatura média do ar, de modo que áreas mais elevadas apresentam temperaturas médias e amplitudes térmicas menores para uma mesma latitude. Neste estudo, alguns fatores contribuem para o comportamento apresentado, principalmente na estação seca. Esta estação tem grandes contribuições de frentes frias originárias do sul do continente, o que faz com que a temperatura decresça significativamente, também contribuindo para o aumento do desvio padrão das medidas. Nesta estação, foram observadas médias diárias abaixo dos 15° C (julho) e superiores a 30° C (agosto-setembro). Outro fator é a baixa umidade relativa do ar na estação seca, que faz com que a baixa atmosfera local não acumule energia em forma de vapor d'água, e a superfície que foi aquecida durante o dia troque energia rapidamente para a atmosfera local e o período noturno tenha menores temperaturas.

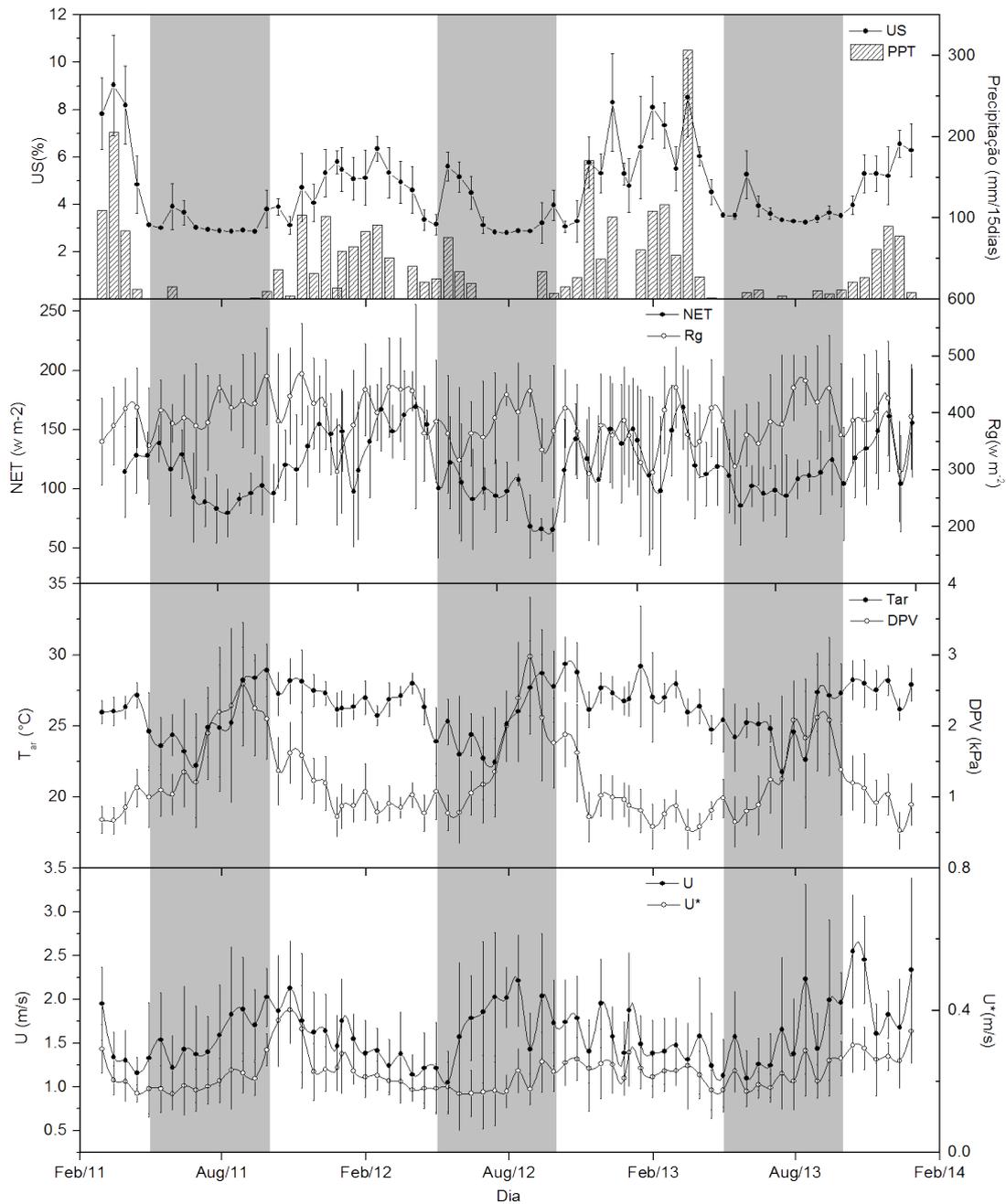


Figura 8 – (a) Precipitação acumulada (PPT em mm) e umidade do solo (US em %), (b) radiação líquida (NET em $W m^{-2}$) e radiação global incidente (Rg em $W m^{-2}$), (c) Temperatura média do ar e déficit de pressão de vapor (DPV em kPa), (d) velocidade do vento (U em $m s^{-1}$) e velocidade de fricção do vento (U* em $m s^{-1}$). Cada ponto representa uma média de 15 dias, as barras associadas aos pontos representam o desvio padrão das medidas. Partes sombreadas indicam as estações secas.

O déficit de pressão de vapor (DPV), nos três anos de estudo, aumentou gradativamente durante a estação seca, devido principalmente a escassez de eventos de precipitação, atingindo o pico sempre em setembro ($3.44 \text{ kPa} \pm 1.4$ para 2011, $3.6 \text{ kPa} \pm$

1.4 para 2012 e $3.30\text{kPa} \pm 1.3$ para 2013). A barra de desvio padrão é mais acentuada na estação seca em decorrência da resposta do ecossistema a pequenos eventos de chuva, menores que 0.2 mm, mas que foram suficientes para fazer com que a média diária de DPV ficasse em $0.2\text{ kPa} \pm 0.1$ (figura 8). Estes padrões são consistentes com regiões de savana tropical, com o Cerrado nacional (Giambelluca et al., 2009; Rodrigues et al., 2013). Curado (2013) mostrou valores similares em região de pantanal próximo à área de estudo deste trabalho, com médias de $1,16\text{kPa} \pm 0,5$ para a estação chuvosa e $2,15\text{kPa} \pm 0,9$ para a estação seca. Araújo (2009) em região de floresta amazônica tem valores médios abaixo destas médias, com comportamento inverso. Durante a estação seca no cerrado em estudo, a média de DPV foi de 0,6 kPa e durante a época chuvosa, 1,1kPa.

O comportamento da velocidade do vento (U) também tente a acompanhar a sazonalidade mostrada nas outras variáveis microclimáticas. Podemos observar (figura 8) médias mais elevadas, em geral, na estação seca, com picos de média diária de 3.7 m s^{-1} em junho de 2011, 4.3 m s^{-1} em julho 2012 e 4.5 m s^{-1} em agosto de 2013. Isso se deve, em geral, às ações de sistemas de frente frias associadas ao anticiclone migratório polar, sendo fria em virtude do acúmulo de ar polar (Silva et al., 2008). A entrada dessas massas de ar na região de estudo é facilitada pela configuração do relevo e ocorrem no sentido sul-norte, direção do vento predominante nesta época do ano (figura 13 e 14).

4.2 FLUXOS E BALANÇO DE ENERGIA

Um método de se estimar a performance do sistema de covariância de vórtices turbulentos, largamente utilizado na literatura, é analisar o fechamento do balanço de energia (McMillen, 1988; Vourlitis et al., 2001; Luo et al., 2007; Foken, 2008). As médias de 30 minutos de fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) calculadas pelo sistema foram comparadas com as médias de radiação líquida (NET) subtraída do fluxo de calor no solo (G) (conforme equação 2.1), que são dados coletados em campo (figura 9). O coeficiente angular de todas as regressões, que foram separadas em estações secas e chuvosas para os 3 anos do experimento, foi menor que 1, variando de 0.7 a 0.91 com média de 0.76 ± 0.05 . O coeficiente linear variou de 12.04 W m^{-2} a 38.5 W m^{-2} com valor médio de $26.3 \pm 9.4\text{ W m}^{-2}$. O coeficiente de determinação (R^2) variou de 0.8 à 0.91, com valor médio de 0.87 ± 0.03 . Esses valores são consistentes com as evidências históricas da literatura que nos diz que o balanço de energia não

consegue ser fechado utilizando-se o método de covariância de vórtices turbulentos (Mahrt, 1998; Gu et al., 1999; Twine et al., 2000).

Existem várias hipóteses para o não fechamento do balanço, que são discutidas em estudos anteriores (Mahrt, 1998; Perez et al., 1999; Aubinet et al., 2000; Twine et al., 2000; Culf et al., 2004; Wolf et al., 2008), e algumas possibilidades podem ser aplicadas ao nosso experimento. A negligência dos termos de advecção, principalmente em períodos noturnos de baixa turbulência, caso típico na região de estudo, tende a diminuir a qualidade dos fluxos estimados. Perdas devido a altas ou baixas frequências de amostragem dos dados tendem a subestimar os fluxos de H e LE, resultando também em um fechamento de pior qualidade (Culf et al., 2004), outra fonte comum de problemas é a má qualidade nas estimativas da componente de fluxo de calor no solo e radiação líquida, pois podemos negligenciar dissipadores de energia, como o armazenamento pelo solo nas camadas superficiais às placas de fluxo de calor no solo (Liebethal et al., 2005).

Esta hipótese é particularmente plausível ao nosso estudo, pois uma das características do Cerrado campo sujo é a alta exposição do solo a radiação solar, e a componente G do balanço é substancial (figura 10). Estudos realizados com dados da rede FLUXNET, sugerem que medidas não acuradas de G podem ter grandes impactos no fechamento do balanço de energia na agricultura, chaparral¹ e pastagens (Wilson et al., 2002).

¹ Chaparral é também conhecida como bosques e arbustos, é uma espécie de matagal ou charneca encontrado no Sul da Europa, norte da África, sul da América do Sul e pequenas áreas no sul da Califórnia, da África e da Austrália

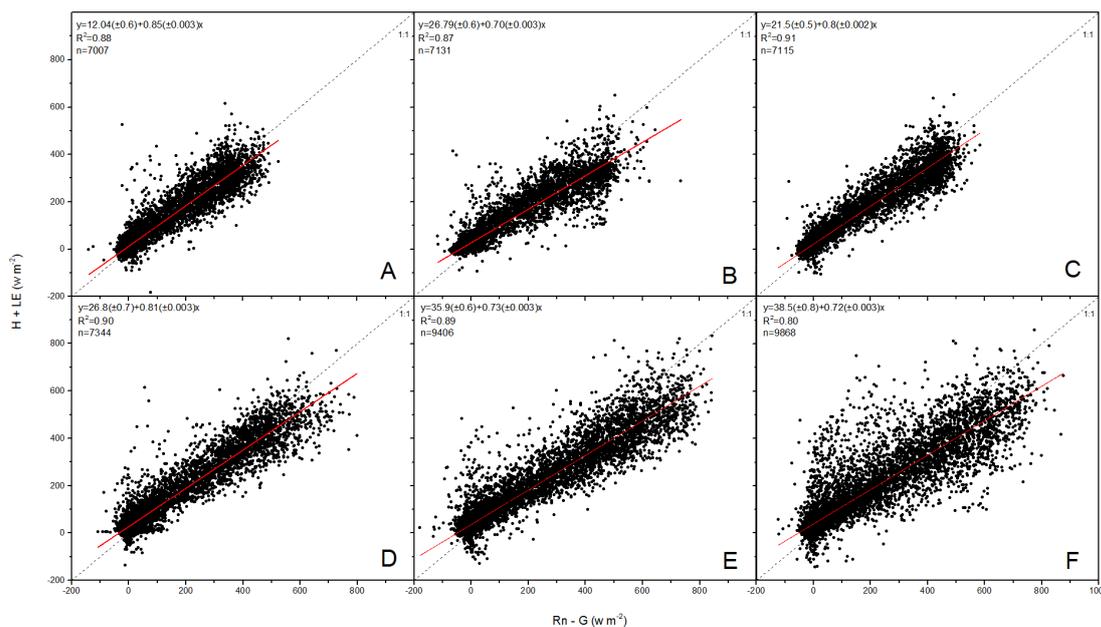


Figura 9 – Fechamento do balanço de radiação para a torre localizada na fazenda Miranda. Cada ponto representa uma média de 30 minutos da radiação líquida disponível para o ecossistema (R_n em $W m^{-2}$) subtraída do fluxo de calor no solo (G em $W m^{-2}$) plotadas contra a soma do fluxo de calor sensível (H em $W m^{-2}$) mais o fluxo de calor latente (LE em $W m^{-2}$), para a estação seca de 2011 (a), 2012 (b) e 2013 (c), e para a estação chuvosa de 2011 (d), 2012 (e) e 2013 (f).

Para compreensão da dinâmica dos fluxos, analisamos o padrão diário médio mensal (figura 10). A radiação global incidente alcançou máximos de $1045 W m^{-2}$ em 11/2011, $1043 W m^{-2}$ em 12/2012 e $1130 W m^{-2}$ em 02/2013. Estes dados coincidem com o esperado, sendo que estas datas acontecem com o verão no hemisfério sul, e a linha da eclíptica próxima ao equador celeste no verão na região de estudo. O valor médio diário foi de $190,5 W m^{-2}$ e $202 W m^{-2}$ para as estações secas e chuvosas, respectivamente (tabela 3).

Ao contrário das taxas de radiação solar incidente e radiação líquida, que não sofrem mudanças bruscas, apesar do comportamento periódico sazonal, o particionamento da energia disponível (em H e LE) varia substancialmente para os dois períodos. A média por estação para H foi de $44,2 W m^{-2}$ e $33,8 W m^{-2}$ para a seca e chuvosa. Esta diferença é maior na comparação dos fluxos diurnos, com $97 W m^{-2}$ e $74 W m^{-2}$ respectivamente. Estes dados corroboram com a explicação da dinâmica sazonal dos fluxos, lembrando que durante a estação seca há menos água disponível para a componente de fluxo de calor latente do balanço de energia. Inversamente, a densidade

média do fluxo diário de LE foi de 49 W m^{-2} e 99 W m^{-2} , ao se considerarmos apenas o período diurno, 88 W m^{-2} e 173 W m^{-2} para a estação seca e chuvosa.

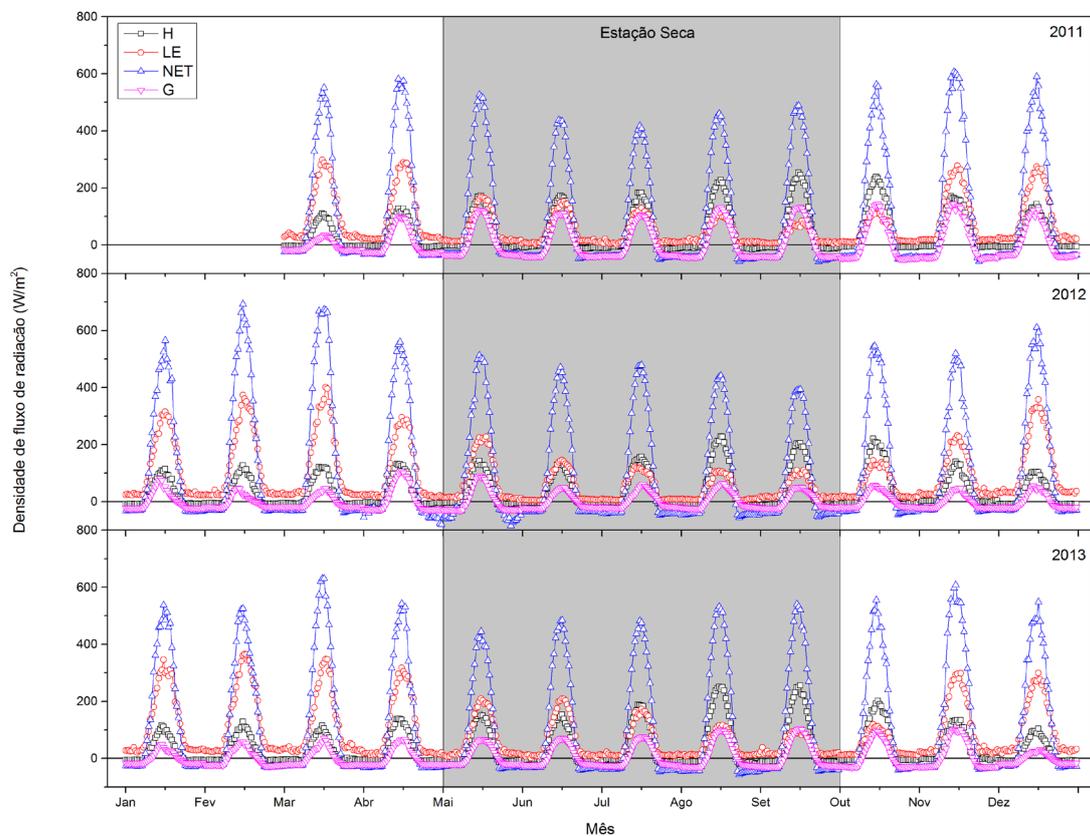


Figura 10 – Densidade de fluxo de radiação de calor sensível (H em W m^{-2}), calor latente (LE em W m^{-2}), líquida disponível para o ecossistema (NET em W m^{-2}) e no solo (G em W m^{-2}) para os anos de 2011 a 2013 na região de estudo. A região sombreada representa a estação seca de cada ano.

Este comportamento pode ser melhor observado se utilizando da razão de Bowen (β) entre os fluxos de calor sensível e latente (figura 11). Durante o período chuvoso e início do período de seca, quando $\text{DPV} < 1,5 \text{ kPa}$, β tende a ser < 1 , indicando maior utilização de energia disponível em processo de evaporação de água, comportamento inverso ao período seco, quando o DPV médio $> 1,5 \text{ kPa}$, e observa-se valores médios de $\beta > 1$, com picos de média diária de 4,8 (10/09/2011), 3,2 (28/08/2012) e 3,9 (17/09/2013) para os 3 anos. Estes picos são coerentes para regiões similares de savana (Veenendaal et al. 2004; Giambelluca et al. 2009). Rodrigues et al. (2013) encontraram picos semelhantes para a mesma região de estudo, utilizando o método da razão de Bowen na mesma área de estudo.

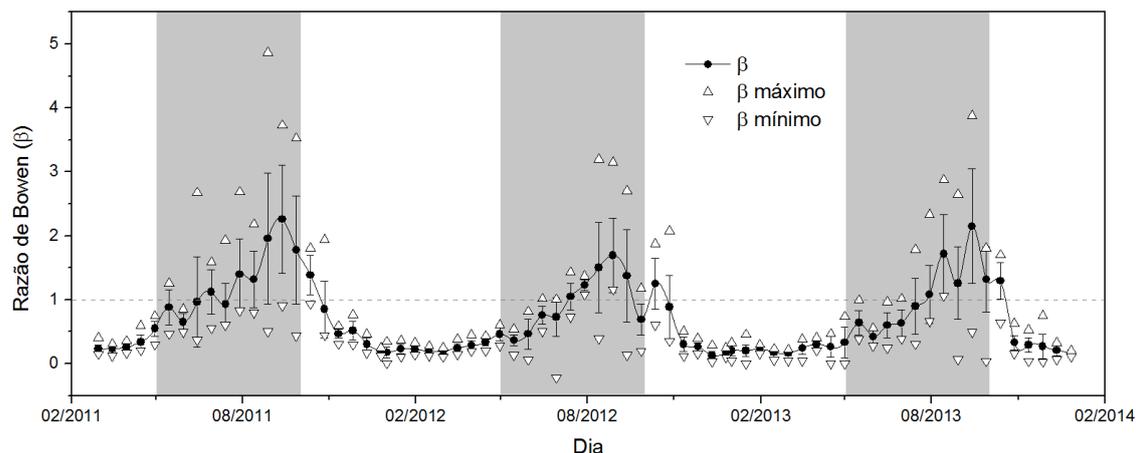


Figura 11 – Médias de 15 dias para a Razão de Bowen (H/LE) e valores máximos e mínimos dentro deste período. A região sombreada representa a estação seca de cada ano. A linha pontilhada representa $\beta = 1$.

Tabela 3 – Médias diárias nas estações secas e chuvosas no período de estudo. As médias e erros padrões das componentes de radiação estão apresentados em $W\ m^{-2}$ em três diferentes casos: diurno (de 06:00 as 18:00), noturno (de 18:00 às 06:00) e dia completo (de 00:00 às 24:00).

Ano	Período	Horário	Rg	Net	G	H	LE
2011	Seco	06:00-18:00	391,48 ±6,53	238,71 ±4,81	51,10 ±1,61	101,85 ±2,47	76,42 ±2,29
		18:00-06:00	0,37 ±0,04	-42,25 ±0,72	-37,16 ±0,47	-9,10 ±0,41	10,03 ±0,53
		00:00-24:00	195,94 ±3,26	98,42 ±2,36	6,81 ±0,75	46,34 ±1,17	43,26 ±1,24
	Chuvoso	06:00-18:00	423,20 ±7,91	299,22 ±6,16	45,47 ±2,63	85,35 ±3,15	156,21 ±4,29
		18:00-06:00	2,33 ±0,16	-35,70 ±0,74	-33,36 ±1,00	-5,58 ±0,20	22,59 ±0,74
		00:00-24:00	212,60 ±4,00	131,77 ±2,95	6,03 ±1,16	39,90 ±1,54	89,12 ±2,36
2012	Seco	06:00-18:00	368,74 ±7,12	226,12 ±5,56	24,02 ±1,19	89,17 ±2,42	90,36 ±3,14
		18:00-06:00	1,48 ±1,29	-44,19 ±3,16	-20,46 ±0,46	-6,70 ±0,37	10,46 ±0,59
		00:00-24:00	186,39 ±3,65	93,43 ±2,70	2,00 ±0,69	41,24 ±1,14	50,41 ±1,68
	Chuvoso	06:00-18:00	398,75 ±7,31	306,38 ±6,42	22,22 ±1,32	68,68 ±2,21	182,17 ±4,26
		18:00-06:00	2,83 ±1,13	-32,36 ±1,11	-20,30 ±0,35	-5,83 ±0,38	26,34 ±0,67
		00:00-24:00	200,95 ±3,68	137,19 ±3,27	0,97 ±0,64	31,42 ±1,11	104,26 ±2,29
2013	Seco	06:00-18:00	378,14 ±7,85	244,89 ±5,07	35,57 ±1,40	99,76 ±3,13	98,55 ±3,14
		18:00-06:00	0,11 ±0,02	-37,63 ±0,78	-22,90 ±0,47	-9,20 ±0,47	13,63 ±0,61
		00:00-24:00	189,37 ±3,95	103,83 ±2,34	6,37 ±0,72	45,28 ±1,46	56,09 ±1,57
	Chuvoso	06:00-18:00	389,54 ±7,95	289,23 ±6,89	24,88 ±1,46	66,10 ±2,14	180,70 ±5,36
		18:00-06:00	1,26 ±0,09	-29,04 ±0,44	-21,97 ±0,44	-5,56 ±0,32	25,73 ±0,81
		00:00-24:00	195,23 ±4,02	129,98 ±3,38	1,44 ±0,66	30,27 ±1,07	103,22 ±2,90

Outro parâmetro que corrobora no controle dos fluxos de radiação é o albedo da superfície, que tem varia durante o período anual (figura 12). Podemos avaliar esta mudança, quando mensurada a média mensal de um mês representativo da estação seca e chuvosa. Há a variação de 5% para 2011, 4% para 2012 e 7% para 2013, ano este que ocorreu a maior variação de albedo por intervalo de tempo, variando de 16,2% no dia 28/10 para 29,1% no dia 22/12. Essas alterações se devem possivelmente ao incremento

do índice de área folia (IAF) da região de estudo durante a estação chuvosa, refletindo uma parte maior da radiação solar incidente, em consequência, uma menor parte está disponível para fluxo de calor no solo, diminuindo assim sua magnitude na estação chuvosa. O valor de IAF médio para região de maior influência dos dados, segundo Vourlitis et al. (2013) é de $1,3 \pm 0,3$ (m^2/m^2).

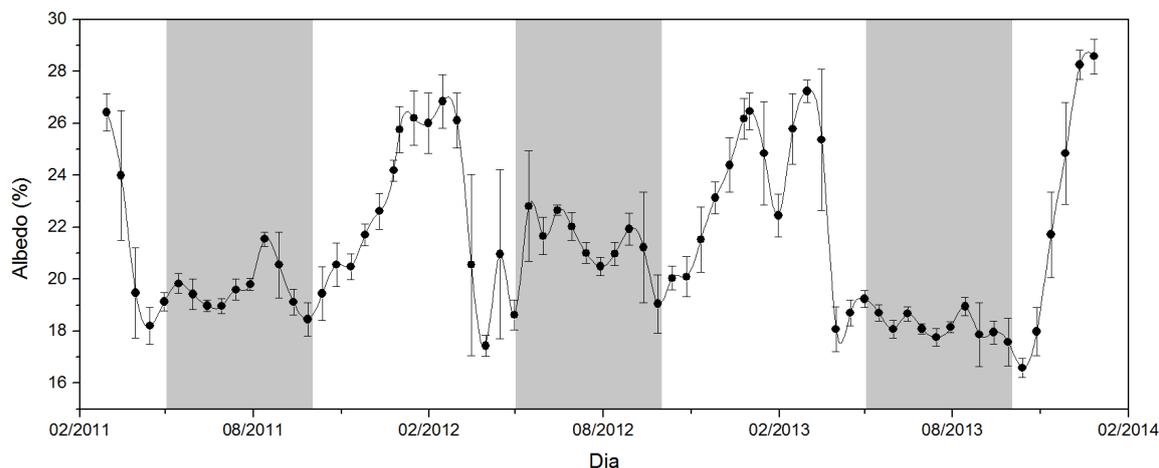


Figura 12 - Médias de 15 dias para o albedo da superfície (%) da região de estudo. A região sombreada representa a estação seca de cada ano.

Há diferenças nas magnitudes dos fluxos (tabela 3), principalmente no particionamento do balanço de radiação em LE, com diferença sazonal maior que $50 W m^{-2}$ dentro do intervalo de confiança em 2012 e 2013, com médias sazonais de $43,28 \pm 2,48 W m^{-2}$, $50,34 \pm 3,33 W m^{-2}$, $54,76 \pm 3,13 W m^{-2}$ e para as estações secas de cada ano e $78,71 \pm 3,57 W m^{-2}$, $103,75 \pm 4,91 W m^{-2}$ e $103,24 \pm 4,96 W m^{-2}$ para as estações chuvosas de cada ano. Já H apresentou diferença apenas nos anos de 2012 e 2013, com valores médio sazonal de $41,27 \pm 2,32 W m^{-2}$ para a estação seca e $31,83 \pm 2,32 W m^{-2}$ para a chuvosa e, 2012 e médias de $45,51 \pm 2,74 W m^{-2}$ e $30,26 \pm 2,13 W m^{-2}$ para as estações secas e chuvosas respectivamente. Comprovando a sazonalidade local.

Tabela 4 – Médias e intervalos de confiança de 95% para 1000 reamostragens das médias diárias de radiação líquida (NET, $W m^{-2}$), radiação global incidente (Rg, $W m^{-2}$), albedo (%), troca líquida do ecossistema (NEE, $\mu mol m^{-2} s^{-1}$), fluxo de calor sensível, (H, $W m^{-2}$), fluxo de calor latente, (LE, $W m^{-2}$), fluxo de calor no solo, (G, $W m^{-2}$), déficit de pressão de vapor (PDV, kPa) e precipitação (PPT, mm). Valores em negrito indicam diferenças sazonais em função do intervalo de confiança.

Ano	Período		NET	Rg	Albedo	NEE	H	LE	G	PDV	PPT
2011	Seco	Media	97.00	193.64	19.70	1.19	46.03	43.28	6.30	1.75	0.14
		95% IC	4.72	6.89	0.15	0.13	2.26	2.48	1.54	0.14	0.11

	Chuvoso	Media	127.88	201.23	19.95	0.84	41.31	78.71	7.82	0.99	2.33
		95% IC	4.43	5.80	0.36	0.13	2.22	3.57	1.74	0.07	1.06
2012	Seco	Media	94.58	186.99	21.44	1.02	41.27	50.34	2.18	1.60	1.24
		95% IC	5.09	7.23	0.21	0.13	2.32	3.33	1.37	0.14	0.51
	Chuvoso	Media	136.13	200.89	23.02	0.76	31.83	103.75	1.01	1.06	3.91
		95% IC	6.25	7.41	0.48	0.18	2.32	4.91	1.24	0.07	1.07
2013	Seco	Media	103.95	189.56	18.33	1.14	45.51	54.76	6.36	1.41	0.32
		95% IC	4.32	7.51	0.10	0.17	2.74	3.13	1.48	0.12	0.19
	Chuvoso	Media	129.31	194.43	22.76	0.38	30.26	103.24	1.41	0.85	4.57
		95% IC	6.74	7.60	0.55	0.21	2.13	4.96	1.27	0.05	1.42

A variação do comportamento dos fluxos de energia também podem ser analisadas em função da região de influência dos fluxos calculados para o local de estudo, conforme figuras 13 e 14. Cada ponto representa a distância e direção da contribuição para a média de 30 minutos do cálculo de cada densidade de fluxo, e a coloração indica a magnitude do mesmo. O comportamento numéricos dos fluxos de H e LE se repete visualmente nessas figuras. Os fluxos de H apresentam maiores magnitudes nas estações secas de cada ano (figura 13(d), (e) e (f)), enquanto os fluxos de LE apresentam maiores magnitudes nas estações chuvosas de cada ano (figura 14(a), (b) e (c)).

Principalmente durante o verão do hemisfério sul, os ventos predominantes na região de estudo são ventos originários das ZCAS, que trazem umidade e chuvas do sul da região Amazônica para a região de estudo (Santana et al., 2008). Estes ventos contribuem para que a região ao norte do experimento seja a principal fonte dos fluxos de LE, em magnitude e quantidade. Além desse fator, há dentro da região de influência dos dados uma lagoa perene, que apresenta durante parte do ano (dezembro-maio), uma lamina de água de alguns centímetros, com uma lâmina máxima de 0,7 cm. Fluxos com direção do vento entre 330° e 30 ° tendem a serem influenciados por fenômenos evaporativos que agem sobre esta lagoa (figura 15).

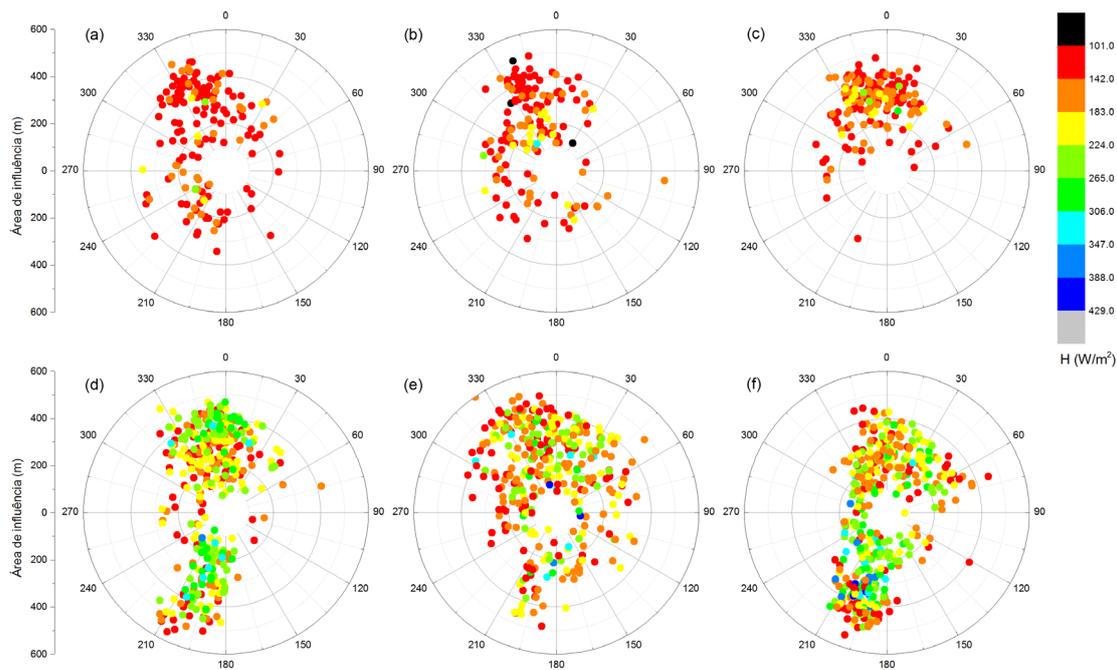


Figura 13 – Área de influência da densidade de fluxo de H. Cada ponto representa a média de 30min calculado para as estações chuvosas e secas de 2011, (a) e (d), 2012, (b) e (c) e 2013, (c) e (d) respectivamente.

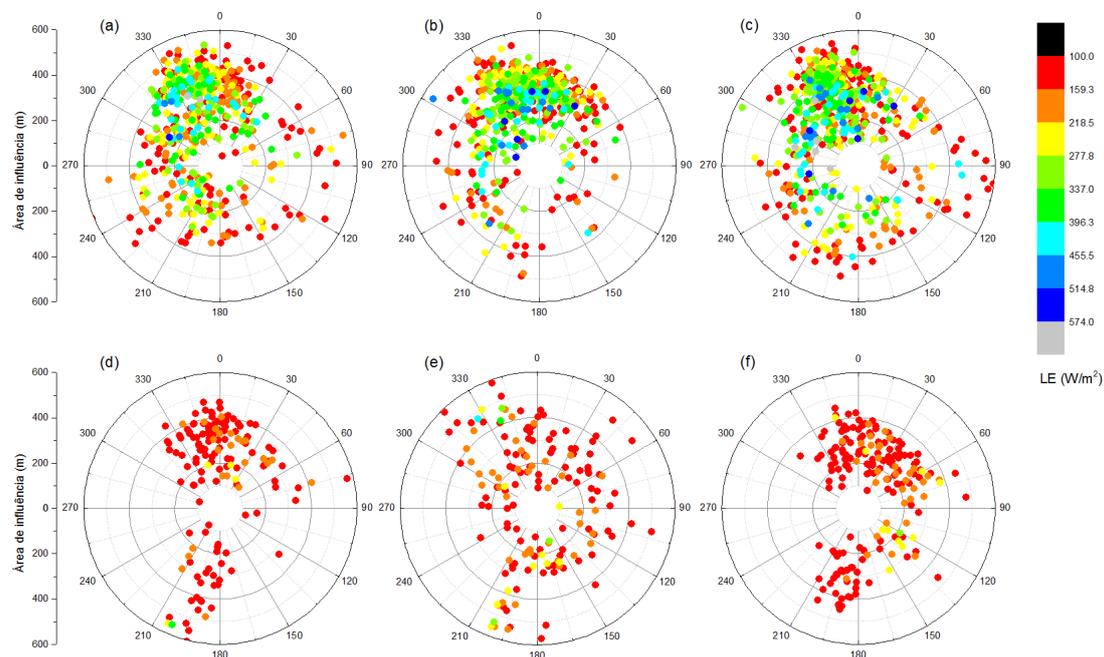


Figura 14 – Área de influência da densidade de fluxo de LE. Cada ponto representa a média de 30min calculado para as estações chuvosas e secas de 2011, (a) e (d), 2012, (b) e (c) e 2013, (c) e (d) respectivamente.

Durante o inverno no hemisfério sul, coincidente com a estação seca da região de estudo, há a ação mais acentuada dos sistemas frontais, mais conhecidos como frentes

frias, uma zona de transição onde uma massa de ar frio e seco (geralmente polar, movendo-se para o equador) está substituindo uma massa de ar mais quente e úmido (tropical, movendo-se para o polo) (Ambrizzi & Pezza, 1999). Este fenômeno tende a influenciar as medidas de H durante a estação seca, acentuando a contribuição de fluxos oriundos do Sul-Sudoeste, com direção do vento entre 180° e 215 °.

Análises futuras podem ser realizadas na região de influência dos fluxos para melhor os explicarem. A variação espacial de coleta de dados de temperatura, umidade e fluxo de calor no solo dentro desta área pode ajudar a melhorar a qualidade do fechamento do balanço de energia e melhor estimar os seus componentes.

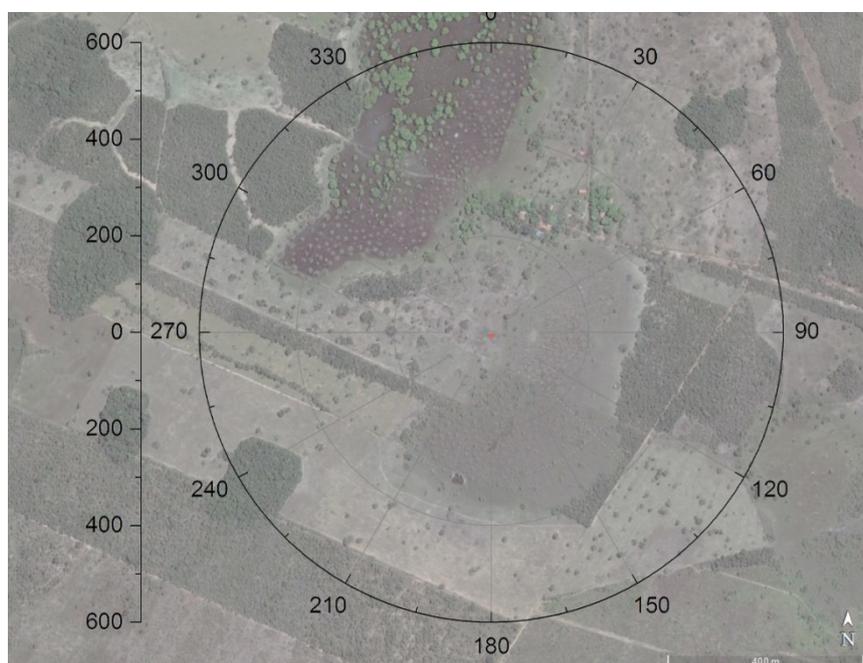


Figura 15 – Sobreposição em escala de foto de satélite WorldView, da DigitalGlobe (imagens do Google Earth) com a escala utilizada nos mapas nas áreas de influência dos fluxos calculados. O ponto vermelho ao centro indica a posição da torre de coleta de dados.

4.3 FLUXOS E BALANÇO DE CARBONO

A figura 16 mostra todos os dados coletados da troca líquida de CO₂ do ecossistema (NEE), coletada durante 2011 (figura 16a), 2012 (figura 16b) e 2013 (figura 16c), representando 80%, 75,1% e 83,5% respectivamente de todas as medidas possíveis de serem realizadas. Os dados faltantes representam falhas ou dados excluídos por baixa qualidade no pós-processamento dos dados, e foram preenchidos conforme o

procedimento discutido no tópico 3.4. Após o preenchimento, vários padrões podem ser observados nos dados (figura 16d-f). Primeiro, as taxas líquidas de absorção de CO₂ (cores azuis) são mais altas durante as estações chuvosas e declinam entre a transição de estação chuvosa para seca em maio. Este padrão ocorre mais lentamente em 2012 (figura 16e) e 2013 (figura 16f) em comparação a 2011 (figura 16d), e pode ser explicado observando-se a umidade do solo no final da estação chuvosa (Abril-Maio), que é mais alta nos anos de 2012 e 2013 (figura 8a), indicando uma relação entre o NEE e a disponibilidade hídrica do ecossistema. Segundo, as taxas de NEE diurnos e noturnos durante a estação seca são similares e levemente positivos, padrão esse que se estende do começo de Junho a até Outubro. Assim sendo, o Cerrado campo sujo do local de estudo se comportou como uma pequena fonte diária líquida de CO₂ para a atmosfera durante 4-5 meses da estação seca, o que reflete as limitações da seca tanto para a assimilação de CO₂ (GPP) quanto para a emissão (respiração), que é típica para muitos diferentes ecossistemas de Cerrado (Miranda et al., 1997; da Rocha et al., 2002; Santos et al., 2003; Vourlitis e da Rocha, 2011). Terceiro, observa-se grandes (> 20 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) emissões de curta duração, em todos os meses do ano, entre 06:00 e 08:00h horário local, mas esses eventos tendem a ser mais frequentes e intensos durante a estação seca (pontos de cor mais avermelhada nesta linha de horário). Este horário local corresponde ao horário onde os ventos diurnos começam (Grace et al. 1995), e assim estas altas trocas refletem a mistura turbulenta, causada pela convecção do aquecimento da superfície, de uma atmosfera antes estável que acumulou CO₂ no período noturno (Grace et al. 1996; Malhi et al., 2002). O incremento na frequência e intensidade durante a estação seca provavelmente ocorre devido ao fato de a velocidade do vento e velocidade de fricção do vento serem maiores durante esta estação (figura 8c). Finalmente, a assimilação líquida de CO₂ no período diurno aumenta abruptamente durante a transição de estação seca-chuvosa em Outubro, coincidente com o início do período de chuvas e quando a umidade do solo começa a aumentar.

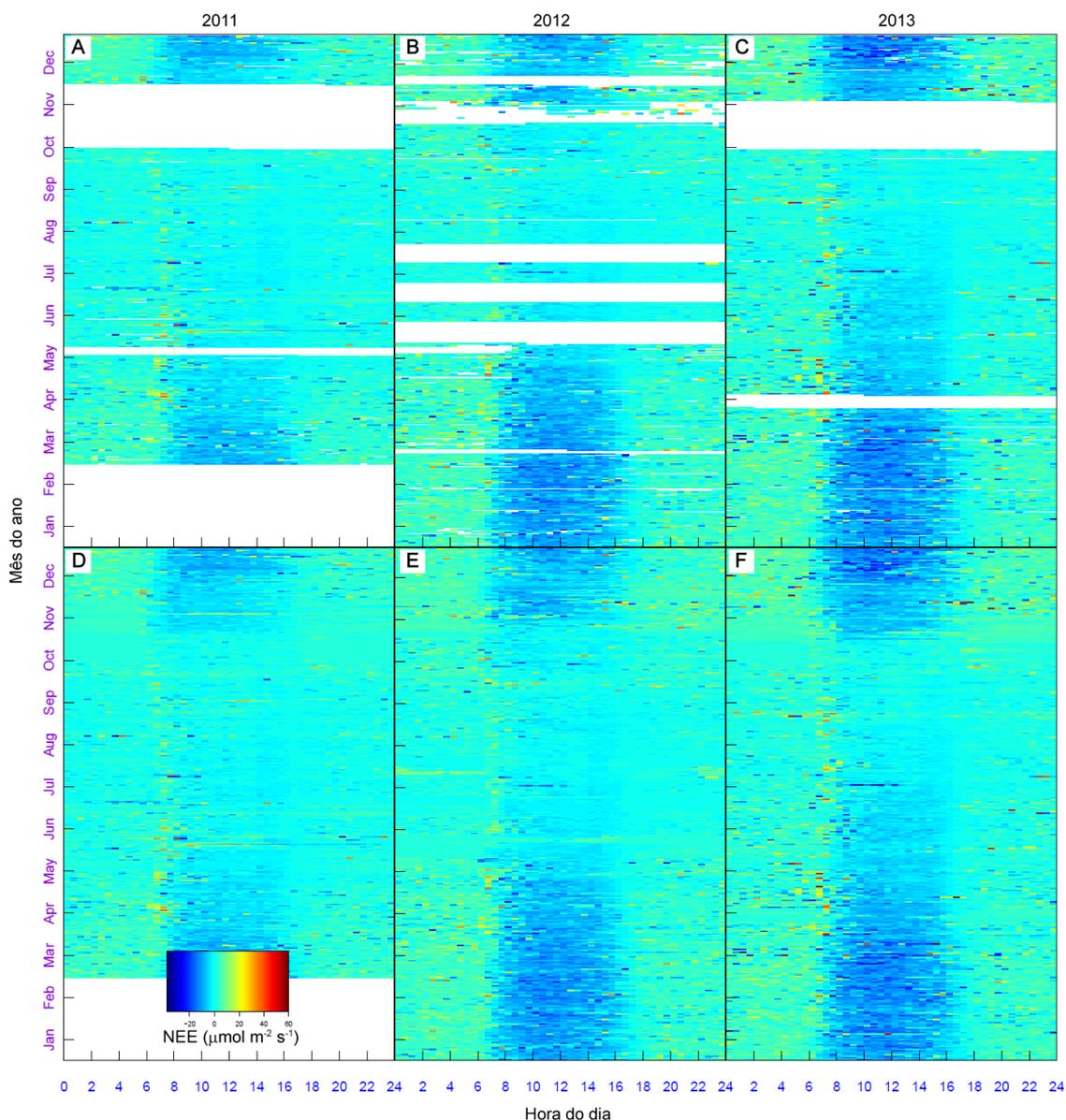


Figura 16 – Dados (médias de 30 min) de troca líquida de CO_2 do ecossistema (NEE em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e como função do horário local e dia das medidas para 2011 (a e d), 2012 (b e e) e 2013 (c e f). Transições de azul claro para escuro (valores negativos) indicam aumento na assimilação de CO_2 pelo ecossistema e transições de azul claro para vermelho escuro indicam emissão de CO_2 pelo ecossistema. Os painéis a-c indicam todos os dados coletados (áreas em branco significam que não há dados) e os painéis d-f incluem os dados preenchidos.

Os padrões diários médios por intervalo de meses de NEE nos ilustram o padrão da dinâmica sazonal de NEE durante o período de estudo (figura 17a). Em geral, o padrão diário de NEE tende a seguir o padrão diário de radiação solar incidente, com o aumento da assimilação líquida de CO_2 quando há o aumento da radiação incidente e das taxas de fotossíntese até o meio-dia (10:00 – 14:00) e decrescendo durante o período

vespertino conforme a taxa de radiação decresce. (Malhi et al. 1998; Vourlitis et al. 2001; 2005).

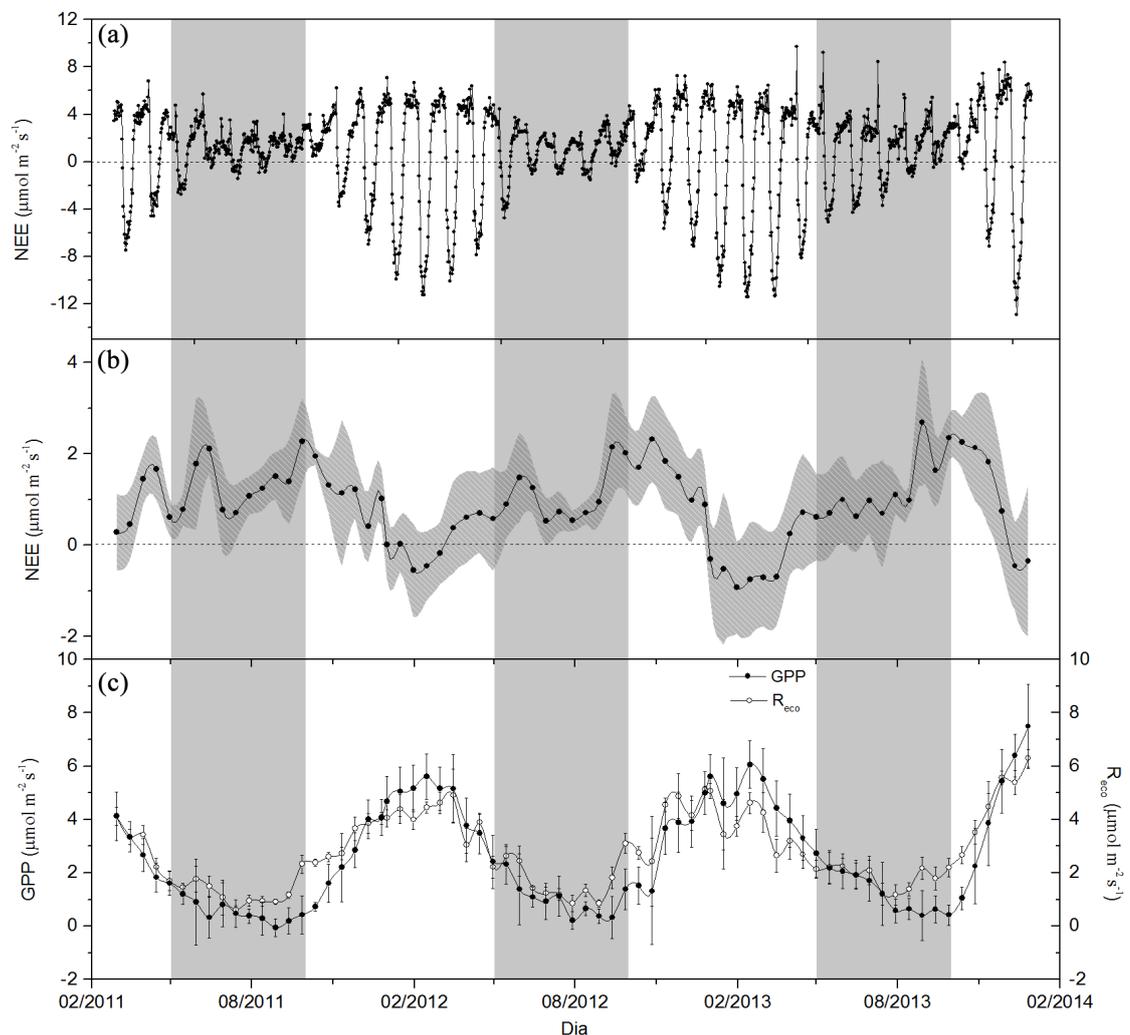


Figura 17 – (a) Média mensal do padrão diário da troca líquida de CO₂ do ecossistema; (b) média de 15 dias (± 1 DP, região hachurada em cinza) de NEE ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$); (c) e média de 15 dias da produtividade primária bruta (GPP, pontos pretos, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e respiração do ecossistema (R_{eco} , pontos brancos, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), durante os três anos de estudo. A região sombreada representa a estação seca de cada ano.

Durante as estações chuvosas, os máximos (ilustrando as taxas de emissão de CO₂ no período noturno) e mínimos diários (ilustrando as taxas líquidas de assimilação de CO₂ durante o dia) nos valores de NEE tiveram uma amplitude da dinâmica muito mais acentuada do que o observado durante os períodos de transição das estações e durante a estação seca, e essa variação sazonal na amplitude da dinâmica de NEE está fortemente relacionadas às variações sazonais nos eventos de chuva e disponibilidade hídrica do solo (figura 8a). Estas variações sazonais na amplitude da dinâmica de NEE já foram

relatadas para outros ecossistemas de Cerrado (da Rocha et al., 2002; Santos et al., 2003), florestas tropicais semidecíduas (Vourlitis et al., 2005; 2011), e em menor escala, em florestas tropicais úmidas (Goulden et al., 2004; de Araújo et al., 2010). Todavia, a variação na amplitude da dinâmica de NEE no cerrado foi substancialmente maior.

Durante a estação chuvosa, os picos nas taxas diárias de assimilação líquida de CO₂ aumentou em uma escala quase linear, de 0-1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em Novembro para valores entre -10 e -12 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em Março. A magnitude destes picos na estação chuvosa são comparados a dados apresentados para florestas tropicais semidecíduas no norte do estado de Mato Grosso (Vourlitis et al. 2005; 2011), sugerindo que o Cerrado campo sujo tem picos nas taxas de assimilação líquida de CO₂ similares a florestas semidecíduas em condições adequadas de disponibilidade hídrica do solo. Depois de Março, os picos nas taxas de assimilação líquida de CO₂ declinam quase linearmente até aproximadamente -8 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em Maio (figura 17a). Durante a estação seca, estes picos na taxa de assimilação líquida de CO₂ foram aproximadamente 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em 2011 e 2012; todavia, em 2013, altas taxas de assimilação líquida de CO₂, chegando a até -4 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ foram mantidas até Julho, presumivelmente devido ao incremento na umidade do solo em reposta a largos eventos de precipitação que ocorreram no começo de Abril (figura 8a). Estas taxas são similares a taxas já reportadas para outros ecossistemas de Cerrado (da Rocha et al. 2002), mas são menores do que as reportadas para florestas tropicais semidecíduas (Vourlitis et al. 2005; 2011), presumivelmente em função do Cerrado ter um índice de área foliar (IAF) menor, menor profundidade das raízes das árvores, e uma maior cobertura de gramíneas do que as áreas de floresta tropical (Ratana et al. 2004; Vourlitis et al. 2005; Vourlitis and da Rocha 2011).

As taxas líquidas noturnas de emissão de CO₂ exibem tendências sazonais similares, porém as variações em NEE noturno são relativamente menores em relação às variações diurnas (figura 17a). As variações nas taxas de NEE noturnas durante a estação chuvosa variam entre 4-6 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e durante a estação seca variam entre 2-4 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Embora estas variações sazonais no NEE noturno sejam qualitativamente semelhantes às reportadas para florestas semidecíduas do norte do estado de Mato Grosso, essas taxas são em geral 50% menores do que as taxas observadas para florestas tropicais. Porém, ao se comparar a magnitude de NEE noturno e as variações sazonais

da amplitude da dinâmica com outros ecossistemas de Cerrado (da Rocha et al. 2002; Santos et al. 2003), esses dados são compatíveis.

A média diária de NEE ($\pm 1dp$) num período de 15 dias mostra uma emissão líquida de CO₂ (parte positiva) durante a maior parte do período de três anos de estudo, com breves períodos de assimilação líquida de CO₂ observadas durante o pico da estação chuvosa de cada ano (figura 17b). As taxas de emissão líquida de CO₂ tendem a ser maiores durante a transição da estação seca para a chuvosa (Outubro – Novembro), quando início dos eventos de chuva estimulam as taxas de respiração do ecossistema (R_{eco}) relativamente mais rápido do que as taxas de produtividade primária bruta (GPP) (figura 17c). Padrões semelhantes foram descritos para florestas tropicais úmidas e semidecíduas (Goulden et al. 2004; Vourlitis et al. 2005; 2011), e esse fenômeno se deve à rápida decomposição da litera, acumulada na superfície durante a estação seca, quando os eventos de chuva continuam. Este fenômeno, associado a atividade microbiana do solo, faz com que o efluxo de CO₂ do solo aumente, e conseqüentemente contribua positivamente para o NEE (Pinto-Júnior et al. 2009).

Com o passar da estação chuvosa, as taxas de emissão de CO₂ diminuem (figura 17b), enquanto que as taxas de GPP aumentam em relação às taxas de R_{eco} (figura 17c). Esse aumento em GPP se deve primariamente ao aumento do índice de área foliar (IAF) enquanto a estação chuvosa avança (Ratana et al. 2004; Rodrigues et al. 2014). Durante o pico da estação chuvosa (Janeiro – Março), as taxas de GPP excedem as taxas de R_{eco} em uma média de $2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (figura 17c), e o ecossistema se torna um sumidouro de CO₂ atmosférico; no entanto, essa assimilação líquida de CO₂ foi transitória, e ocorreu em apenas 45 dias para 2012 e 3 meses para 2013 (figura 17b). Durante a estação seca, NEE se mostrou positivo ou em equilíbrio (figura 17b), pois mesmo quando R_{eco} e GPP atingiram os mínimos sazonais, os valores de GPP estavam abaixo dos valores de R_{eco} (figura 17c). A seca que ocorre durante a estação seca pode limitar as taxas de trocas gasosas em árvores (Dalmagro et al. 2013) e gramíneas (Santos et al. 2004), e é responsável pelo declínio no IAF (Ratana et al. 2004; Rodrigues et al. 2014), ambos agem para reduzir as taxas de GPP. Os fenômenos de seca são considerados um dos principais fatores que limitam a respiração microbiana e a decomposição de matéria orgânica do solo e da litera, e assim, a emissão de CO₂ pelo ecossistema (Meir et al. 1996; Wieder and Wright 1995; Sotta et al. 2004; Valentini et al. 2008).

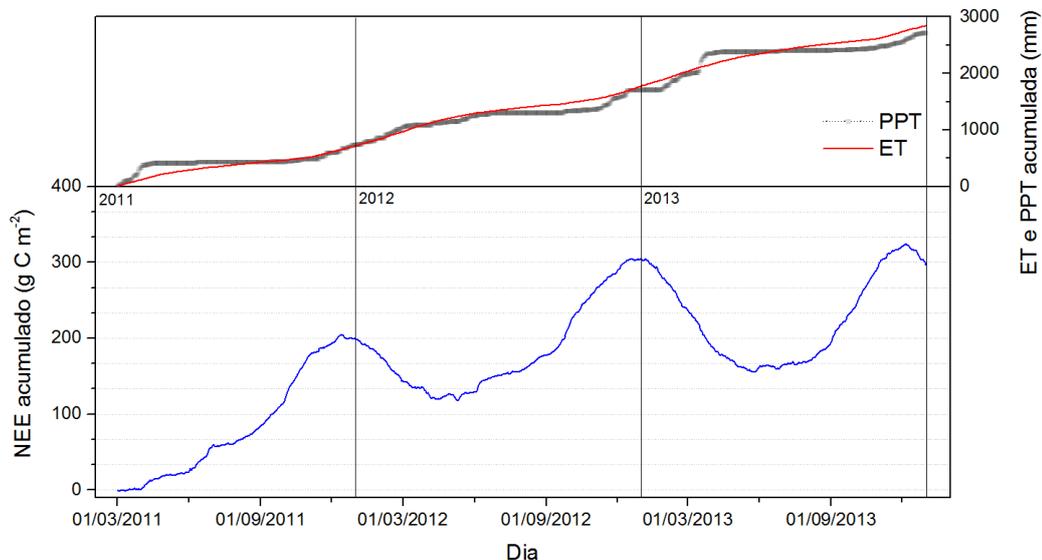


Figura 18 – Precipitação e evapotranspiração acumulada (painel superior) e troca líquida de Carbono do ecossistema (NEE; painel inferior) acumulada nos três anos do período de estudo.

As consistentes taxas de emissão de CO_2 para a atmosfera (figura 17b) resultam em um padrão consistente de NEE acumulativo para os três anos de estudo (figura 18). As emissões líquidas acumulativas de CO_2 durante a estação seca causam o aumento no NEE acumulativo da ordem de 200, 180 e 160 gC m^{-2} em 2011, 2012 e 2013 respectivamente (figura 18). Esses períodos de emissão líquida acumulativa ocorreram entre Março e Dezembro de 2011, Junho e Dezembro de 2012 e final de Agosto a Dezembro de 2013, quando as taxas acumulativas de evapotranspiração (ET) excedem as taxa acumulativas de precipitação (figura 18). Durante cada ano, o período final do mês de Dezembro representa um importante período, quando a precipitação acumulada se torna igual a, ou excede, a evapotranspiração acumulada, e as emissões líquidas de CO_2 são convertidas em assimilação líquida de C (figura 18). A assimilação líquida de C durante a estação chuvosa foi de aproximadamente 80 gC m^{-2} durante a estação chuvosa de 2012 e de 150 gC m^{-2} durante a estação chuvosa de 2013, que claramente não são suficientes para compensar as grandes emissões acumuladas que ocorreram nas estações secas anteriores (figura 18). Assim sendo, durante o período de três anos do estudo, a área de Cerrado campo sujo deste estudo exibiu uma emissão acumulada de aproximadamente 300 gC m^{-2} (figura 18). Por ano, o NEE acumulado total foi de 199 gC m^{-2} (à partir de Março apenas), 104 gC m^{-2} e -6 gC m^{-2} , em 2011, 2012 e 2013, respectivamente.

Particionando-se o NEE acumulado em função de GPP e R_{eco} acumulados, os padrões da dinâmica dos dois componentes (figura 17c) também podem ser observados (figura 19). O padrão acumulativo de GPP tem uma dinâmica mais acentuada que R_{eco} , principalmente nas estações secas de cada ano, tendendo a se tornar quase horizontal principalmente em 2011 e 2012, consistente com a dinâmica da troca líquida de CO_2 durante estas estações, que tem nestas os seus picos anuais positivos, indicando que o ecossistema está sendo uma fonte de carbono para a atmosfera (figura 17b). As variações nos acumulados tendem a se distanciar durante a estação seca atingindo o máximo de separação no final de Setembro-Outubro, quando o início dos eventos de precipitação voltam a influenciar positivamente no aumento da assimilação líquida de CO_2 , e conseqüentemente no aumento de GPP.

No decorrer da estação chuvosa, a magnitude de GPP é superior a R_{eco} , e o acumulado entre os dois componentes volta a se aproximar, com a distância mínima ocorrendo entre final do mês de Março e Abril. Os comportamentos desses padrões também nos indicam que a estação seca tende a influenciar menos a componente R_{eco} em relação a GPP. Este comportamento é similar ao reportado pela literatura para regiões de savana similares (Eamus et al. 2001) e ecossistemas de Cerrado (Miranda et al. 1997).

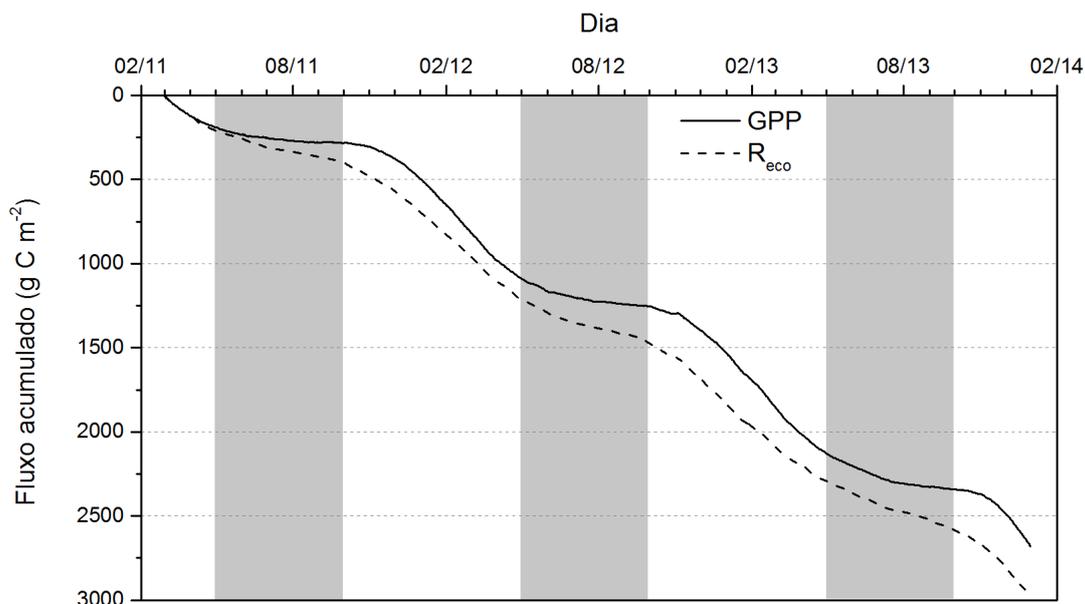


Figura 19 – Produtividade primária bruta (GPP; linha sólida) e respiração do ecossistema (R_{eco} ; linha pontilhada) acumulada para os três anos de estudo. As regiões sombreadas correspondem às estações secas de cada ano.

As consistentes emissões líquidas de CO₂ no local de estudo estão em contraste com as taxas de NEE reportadas pela literatura para outros ecossistemas de Cerrado, que reportam ecossistemas aproximadamente em balanço (emissões anulando assimilações) ou leves sumidouros de CO₂ atmosférico no total anual (Miranda et al. 1996; da Rocha et al. 2002; Santos et al. 2003; Vourlitis e da Rocha, 2011). As diferenças entre os nossos resultados e os reportados pela literatura para outros ecossistemas de Cerrado podem refletir a baixa média de precipitação anual (1115 mm) que ocorreu no período estudado, que é em média 385 mm menor que a média anual de longo prazo (30 anos; Vourlitis e da Rocha 2011) ou talvez possam refletir a baixa capacidade de retenção de água dos solos arenosos, que são típicos da Baixada Cuiabana (RADAMBRASIL, 1982).

5. CONCLUSÕES

Durante o período de estudo, o ecossistema Cerrado campo sujo se mostrou um leve emissor de carbono para a atmosfera, mas podendo se comportar como sumidouro em função do regime hidrológico anual.

A alta sazonalidade do local de estudo também se reflete nos valores de troca líquida de CO₂ do ecossistema com a atmosfera, com maiores valores de emissão e absorção de CO₂ durante a estação chuvosa em relação a estação seca.

Na média sazonal, a troca líquida de CO₂ tende a ter valores menores durante as estações chuvosas, representando uma maior assimilação de carbono atmosférico pelo ecossistema durante esses períodos.

A dinâmica diária no comportamento da troca líquida de CO₂ durante a estação chuvosa de mostrou similar a florestas tropicais semidecíduas, na mesma grandeza de valores, e de comportamento similar a florestas tropicais úmidas, mas em menor grandeza de valores.

A dinâmica diária, mensal e sazonal no comportamento da troca líquida de CO₂ par ao período estudado se mostrou similar aos comportamentos relatados na literatura para outros ecossistemas de Cerrado e savanas tropicais.

A produtividade primária bruta do ecossistema no período estudado se mostrou mais sensível a variações no regime hidrológico e sazonal do que a respiração do ecossistema, e a umidade do solo se mostrou um dos mais importantes parâmetros biofísicos para a sua regulação.

A disponibilidade hídrica do ecossistema se mostrou o mais importante parâmetro biofísico na regulação e variação da dinâmica das trocas de carbono do ecossistema com a atmosfera.

A respiração do ecossistema tende a ser maior em valores em relação a produtividade primária bruta na maior parte do período de estudo.

Os componentes do balanço de energia (H e LE) estimados para o período de estudo tem diferenças sazonais no seu comportamento. O fluxo de calor latente é em média duas vezes maior na estação chuvosa em relação a seca. Já o fluxo de calor sensível tem pouca alteração sazonal, mas é maior nas estações secas.

O comportamento e grandeza dos componentes do balanço de energia para a região são compatíveis com estudos prévios realizados no local com metodologias diferentes, e são também similares aos reportados na literatura para regiões de Cerrado brasileiro e savanas tropicais em outros países.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADÁMOLI, J.; MACÊDO, J.; AZEVEDO, L. G.; NETTO, J. M. Caracterização da região dos Cerrados. In: Embrapa-Cpac (Ed.). **Solos dos Cerrados: Tecnologias e estratégias de manejo**. São Paulo: Nobel, 1987, p.33-98.

AMBRIZZI, T.; PEZZA, A. B. Cold waves and the propagation of extratropical cyclones and anticyclones in South America: A synoptic-climatological overview. **Revista Geofísica**, v. 51, n., p. 45-57, 1999.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 1988. xxi, 307 p. p. (International geophysics series)

AUBINET, M.; GRELE, A.; IBROM, A.; RANNIK, U.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A. S.; MARTIN, P. H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRUNWALD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, Vol 30, v. 30, n., p. 113-175, 2000.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere : theory, history, and applications**. Dordrecht, Holland ; Boston Hingham, MA: Reidel ; Sold and distributed in the U.S.A. and Canada by Kluwer Boston, 1982. x, 299 p. p. (Environmental fluid mechanics)

CABRAL, O. M. R.; ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; LIGO, M. A. V.; RAMOS, N. P.; PACKER, A. P.; BATISTA, E. R. Fluxes of CO₂ above a sugarcane plantation in Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182–183, n. 0, p. 54-66, 2013.

CULF, A.; FOKEN, T.; GASH, J. C. The Energy Balance Closure Problem. In: Kabat, P., Claussen, M., *et al* (Ed.). **Vegetation, Water, Humans and the Climate**: Springer Berlin Heidelberg, 2004, p.159-166. (Global Change — The IGBP Series)

CURADO, L. F. A. **Estudo da Inter-sazonalidade do Fluxo de Calor Latente e Sensível no Cerrado-Pantanal de Mato Grosso**. Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, UFMT, Cuiabá - MT, 2013.

CURADO, L. F. A.; NOGUEIRA, J. D.; SANCHES, L.; RODRIGUES, T. R.; LOBO, F. D. A.; BIÚDES, M. S. Inter Seasonality of the Energy Fluxes in Brazilian Savana—Mato Grosso—Brazil. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 2014, n., p., 2014.

DALMAGRO, H. J.; DE LOBO, F. A.; VOURLITIS, G. L.; DALMOLIN, Â. C.; ANTUNES, M. Z., JR.; ORTÍZ, C. E. R.; NOGUEIRA, J. D. Photosynthetic parameters of two invasive tree species of the Brazilian Pantanal in response to seasonal flooding. **Photosynthetica**, v. 51, n. 2, p. 281-294, 2013.

DE ARAUJO, A. C.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; GASH, J. H. C.; KRUIJT,

B.; ZANCHI, F. B.; DE LANGE, J. M. E.; STOEVELAAR, R.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; LOOTENS, R. N.; BACKER, J. The spatial variability of CO₂ storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 2, p. 226-237, 2010.

DE ARAÚJO, A. C. **Spatial variation of CO₂ fluxes and lateral transport in an area of terra firme forest in central Amazonia**. der Aard- en Levenswetenschappen, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, 2009. 165 p.

EAMUS, D.; HUTLEY, L. B.; O'GRADY, A. P. Daily and seasonal patterns of carbon and water fluxes above a north Australian savanna. **Tree Physiology**, v. 21, n. 12-13, p. 977-988, 2001.

EITEN, G. Cerrado Vegetation of Brazil. **Botanical Review**, v. 38, n. 2, p. 201-&, 1972.

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; OLSON, R.; ANTHONI, P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, G.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P.; GRUNWALD, T.; HOLLINGER, D.; JENSEN, N. O.; KATUL, G.; KERONEN, P.; KOWALSKI, A.; LAI, C. T.; LAW, B. E.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MOORS, E.; MUNGER, J. W.; PILEGAARD, K.; RANNIK, U.; REBMANN, C.; SUYKER, A.; TENHUNEN, J.; TU, K.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, n. 1, p. 71-77, 2001.

FAO. **Production Yearbook**. Roma, Itália: Food and Agriculture Organization, 1993

FINNIGAN, J. J.; CLEMENT, R.; MALHI, Y.; LEUNING, R.; CLEUGH, H. A. A Re-Evaluation of Long-Term Flux Measurement Techniques Part I: Averaging and Coordinate Rotation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, n. 1, p. 1-48, 2003.

FOKEN, T.; GÖCKEDE, M.; MAUDER, M.; MAHRT, L.; AMIRO, B.; MUNGER, W. Post-Field Data Quality Control. In: Lee, X., Massman, W., *et al* (Ed.). **Handbook of Micrometeorology**: Springer Netherlands, 2005. v.29, p.181-208. (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library)

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

FURLEY, P. A.; RATTER, J. A. Soil Resources and Plant-Communities of the Central Brazilian Cerrado and Their Development. **Journal of Biogeography**, v. 15, n. 1, p. 97-108, 1988.

GASH, J. H. C. A Note on Estimating the Effect of a Limited Fetch on Micrometeorological Evaporation Measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 35, n. 4, p. 409-413, 1986.

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 savannas with contrasting tree

density. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 8, p. 1365-1376, 2009.

GRACE, J.; LLOYD, J. O. N.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J.; MASSHEDER, J. O. N.; WRIGHT, I.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**, v. 1, n. 1, p. 1-12, 1995.

GRACE, J.; MALHI, Y.; LLOYD, J. O. N.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H. S. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. **Global Change Biology**, v. 2, n. 3, p. 209-217, 1996.

GRACE, J.; SAN JOSE, J.; MEIR, P.; MIRANDA, H. S.; MONTES, R. A. Productivity and carbon fluxes of tropical savannas. **Journal of Biogeography**, v. 33, n. 3, p. 387-400, 2006.

GU, J.; SMITH, E. A.; MERRITT, J. D. Testing energy balance closure with GOES-retrieved net radiation and in situ measured eddy correlation fluxes in BOREAS. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D22, p. 27881-27893, 1999.

HOFFMANN, W. A.; JACKSON, R. B. Vegetation–Climate Feedbacks in the Conversion of Tropical Savanna to Grassland. **Journal of Climate**, v. 13, n. 9, p. 1593-1602, 2000.

HUTYRA, L. R.; MUNGER, J. W.; NOBRE, C. A.; SALESKA, S. R.; VIEIRA, S. A.; WOFSY, S. C. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 24, p., 2005.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows : their structure and measurement**. New York: Oxford University Press, 1994. xiii, 289 p. p.

LANDSBERG, J. J.; GOWER, S. T. **Applications of physiological ecology to forest management**. San Diego: Academic Press, 1997. xi, 354 p. p. (Physiological ecology)

LAW, B. E.; FALGE, E.; GU, L.; BALDOCCHI, D. D.; BAKWIN, P.; BERBIGIER, P.; DAVIS, K.; DOLMAN, A. J.; FALK, M.; FUENTES, J. D.; GOLDSTEIN, A.; GRANIER, A.; GRELE, A.; HOLLINGER, D.; JANSSENS, I. A.; JARVIS, P.; JENSEN, N. O.; KATUL, G.; MAHLI, Y.; MATTEUCCI, G.; MEYERS, T.; MONSON, R.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; OLSON, R.; PILEGAARD, K.; PAW U, K. T.; THORGEIRSSON, H.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1–4, p. 97-120, 2002.

LEUNING, R.; CLEUGH, H. A.; ZEGELIN, S. J.; HUGHES, D. Carbon and water fluxes over a temperate Eucalyptus forest and a tropical wet/dry savanna in Australia: measurements and comparison with MODIS remote sensing estimates. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 129, n. 3–4, p. 151-173, 2005.

LEUNING, R. Measurements of Trace Gas Fluxes in the Atmosphere Using Eddy

Covariance: WPL Corrections Revisited. In: Lee, X., Massman, W., *et al* (Ed.). **Handbook of Micrometeorology**: Springer Netherlands, 2005. v.29, p.119-132. (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library)

LEWIS, J. M. The Story behind the Bowen Ratio. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, n. 12, p. 2433-2443, 1995.

LIEBETHAL, C.; FOKEN, T. On the Significance of the Webb Correction to Fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 109, n. 1, p. 99-106, 2003.

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

LLOYD, J.; TAYLOR, J. A. On the Temperature-Dependence of Soil Respiration. **Functional Ecology**, v. 8, n. 3, p. 315-323, 1994.

LUO, H.; OECHEL, W. C.; HASTINGS, S. J.; ZULUETA, R.; QIAN, Y.; KWON, H. Mature semiarid chaparral ecosystems can be a significant sink for atmospheric carbon dioxide. **Global Change Biology**, v. 13, n. 2, p. 386-396, 2007.

MACHADO, R. B.; RAMOS NETO, M. B.; PEREIRA, P. G. P.; CALDAS, E. F.; GONÇALVES, D. A.; SANTOS, N. S.; TABOR, T.; STEININGER, M. **Estimativas de perda da área do Cerrado brasileiro**. Brasília: Conservation International do Brasil

MAHRT, L. Flux Sampling Errors for Aircraft and Towers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 2, p. 416-429, 1998.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31593-31612, 1998.

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: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. 8061, 2002.

MCMILLEN, R. T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 43, n. 3, p. 231-245, 1988.

MEIR, P.; GRACE, J.; LLOYD, J.; MIRANDA, A. C. Soil respiration in a rain forest in Amazonia, and in cerrado in Central Brazil. In: Victoria, R. L. (Ed.). **Amazonian Deforestation and Climate**: John Wiley and Sons, 1996,

MIRANDA, A. C.; MIRANDA, H. S.; LLOYD, J.; GRACE, J.; FRANCEY, R. J.; MCINTYRE, J. A.; MEIR, P.; RIGGAN, P.; LOCKWOOD, R.; BRASS, J. Fluxes of carbon, water and energy over Brazilian cerrado: an analysis using eddy covariance and stable isotopes. **Plant, Cell & Environment**, v. 20, n. 3, p. 315-328, 1997.

MITTERMEIER, R. A.; MITTERMEIER, C. G.; MYERS, N.; GIL, P. R.; INTERNATIONAL, C.; CEMEX, S. A. D. C. V.; MADRE, A. S. **Hotspots: Earth's Biologically Richest and Most Endangered Terrestrial Ecoregions**. Cidade do México: CEMEX, 1999

MURTY, D.; KIRSCHBAUM, M. U. F.; MCMURTRIE, R. E.; MCGILVRAY, A. Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? a review of the literature. **Global Change Biology**, v. 8, n. 2, p. 105-123, 2002.

NIMER, E. A circulação atmosférica e as condições de tempo como fundamento para compreensão do clima. In: Ibge (Ed.). **Geografia do Brasil: Região Centro-Oeste**. Rio de Janeiro: IBGE, 1989. v.1, p.23-34.

OGÉE, J.; LAMAUD, E.; BRUNET, Y.; BERBIGIER, P.; BONNEFOND, J. M. A long-term study of soil heat flux under a forest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 106, n. 3, p. 173-186, 2001.

OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, R. J. **The Cerrados of Brazil: Ecology and Natural History of a Neotropical Savanna**. New York: Columbia University Press, 2002

PEREIRA, P. S. F. S. **Plantio de quatro espécies leguminosas arbóreas em uma área de Cerrado no Distrito Federal, Brasil**. Departamento de ecologia, Universidade de Brasília, Brasília, 1997.

PINTO-JUNIOR, O. B.; SANCHES, L.; DALMOLIN, A. C.; NOGUEIRA, J. S. D. Efluxo de CO₂ do solo em floresta de transição Amazônia Cerrado e em área de pastagem. **Acta Amazonica**, v. 39, n., p. 813-821, 2009.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul**. INPE, São José dos Campos, 1994. 90f. p.

RADAMBRASIL. **Levantamentos dos Recursos Naturais** Rio de Janeiro, Brazil: Ministério das Minas de Energia, 1982

RATANA, P.; HUETE, A. Seasonal dynamics of native and converted cerrado physiognomies with MODIS data. **Igarss 2004: Ieee International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, Vols 1-7**, v., n., p. 4336-4339, 2004.

RATANA, P.; HUETE, A. R.; FERREIRA, L. Analysis of cerrado physiognomies and conversion in the MODIS seasonal-temporal domain. **Earth Interactions**, v. 9, n., p., 2005.

REICHSTEIN, M.; FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; PAPALE, D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; GILMANOV, T.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; HAVRÁNKOVÁ, 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, v. 11, n. 9, p. 1424-1439, 2005.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: Sano, S. M., Almeida, S. P., *et al* (Ed.). **Cerrado: Ecologia e Flora**. Brasília, DF: Embrapa Cerrado, 2008. v.2,

RIZZINI, C. T.; PINTO, M. M. Áreas climático-vegetacionais do Brasil segundo os métodos de Thornthwaite e de Mohr. **Rev. bras. Geografia**, v. 26, n., p. 523-547, 1964.

ROCHA, H. R. D.; FREITAS, H. C.; ROSOLEM, R.; JUÁREZ, R. I. N.; TANNUS, R. N.; LIGO, M. A.; CABRAL, O. M. R.; DIAS, M. A. F. S. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado *Sensu stricto*) in southeast Brasil. **Biota Neotropica**, v. 2, n., p. 1-11, 2002.

RODRIGUES, T. R.; DE PAULO, S. R.; NOVAIS, J. W. Z.; CURADO, L. F. A.; NOGUEIRA, J. S.; DE OLIVEIRA, R. G.; LOBO, F. D. A.; VOURLITIS, G. L. Temporal Patterns of Energy Balance for a Brazilian Tropical Savanna under Contrasting Seasonal Conditions. **International Journal of Atmospheric Sciences**, v. 2013, n., p. 9, 2013.

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. D. A.; DE OLIVEIRA, R. G.; NOGUEIRA, J. D. S. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 119, n. 1, p. 2013JG002472, 2014.

SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P.; RIBEIRO, J. F. **Cerrado: ecologia e flora**. Brasília, DF: Embrapa Cerrado, 2008, v.2. 1279p p.

SANTANA, F. B.; ARRUDA, P. H. Z.; FARIA, J. L. B.; NOGUEIRA, J. S. Estudo preliminar da velocidade e direção dos ventos, em Cuiabá, MT, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 16, n. 2, p. 153-158, 2008.

SANTOS, A. J. B.; SILVA, G. T. D. A.; MIRANDA, H. S.; MIRANDA, A. C.; LLOYD, J. Effects of fire on surface carbon, energy and water vapour fluxes over campo sujo savanna in central Brazil. **Functional Ecology**, v. 17, n. 6, p. 711-719, 2003.

SANTOS, A. J. B.; QUESADA, C. A.; DA SILVA, G. T.; MAIA, J. F.; MIRANDA, H. S.; CARLOS MIRANDA, A.; LLOYD, J. High rates of net ecosystem carbon assimilation by *Brachiara* pasture in the Brazilian Cerrado. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 877-885, 2004.

SCHOLES, R. J.; ARCHER, S. R. Tree-Grass Interactions in Savannas. **Annual review of Ecology and Systematics**, v. 28, n., p. 517-544, 1997.

SCHOLZ, F. G.; BUCCI, S. J.; GOLDSTEIN, G.; MOREIRA, M. Z.; MEINZER, F. C.; DOMEK, J. C.; VILLALOBOS-VEGA, R.; FRANCO, A. C.; MIRALLES-WILHELM, F. Biophysical and life-history determinants of hydraulic lift in Neotropical savanna trees. **Functional Ecology**, v. 22, n. 5, p. 773-786, 2008.

SCHUEPP, P. H.; LECLERC, M. Y.; MACPHERSON, J. I.; DESJARDINS, R. L.

Footprint Prediction of Scalar Fluxes from Analytical Solutions of the Diffusion Equation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, n. 1-4, p. 353-373, 1990.

SILVA, J. M. C.; MATES, J. M. Biogeographic patterns and conservation in south america cerrado: a tropical savanna hotspot. **BioScience**, v. 52, n. 3, p. 225-233, 2002.

SILVA, F. A. M.; ASSAD, E. D.; EVANGELISTA, B. A. Caracterização climática do Bioma Cerrado. In: Sano, S. M., Almeida, S. P., *et al* (Ed.). **Cerrado: Ecologia e Flora**. Brasília, DF: Embrapa Cerrado, 2008. v.2, p.1279p.

SOTTA, E. D.; MEIR, P.; MALHI, Y.; DONATO NOBRE, A.; HODNETT, M.; GRACE, J. Soil CO₂ efflux in a tropical forest in the central Amazon. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 601-617, 2004.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht ; Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988. xii, 666 p. p. (Atmospheric sciences library)

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, n. 3, p. 279-300, 2000.

VALENTINI, R.; MATTEUCCI, G.; DOLMAN, A. J.; SCHULZE, E. D.; REBMANN, C.; MOORS, E. J.; GRANIER, A.; GROSS, P.; JENSEN, N. O.; PILEGAARD, K.; LINDROTH, A.; GRELE, A.; BERNHOFER, C.; GRUNWALD, T.; AUBINET, M.; CEULEMANS, R.; KOWALSKI, A. S.; VESALA, T.; RANNIK, U.; BERBIGIER, P.; LOUSTAU, D.; GUMUNDSSON, J.; THORGEIRSSON, H.; IBROM, A.; MORGENSTERN, K.; CLEMENT, R.; MONCRIEFF, J.; MONTAGNANI, L.; MINERBI, S.; JARVIS, P. G. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. **Nature**, v. 404, n. 6780, p. 861-865, 2000.

VALENTINI, C. M. A.; SANCHES, L.; DE PAULA, S. R.; VOURLITIS, G. L.; DE SOUZA NOGUEIRA, J.; PINTO, O. B.; DE ALMEIDA LOBO, F. Soil respiration and aboveground litter dynamics of a tropical transitional forest in northwest Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, p. G00B10, 2008.

VEENENDAAL, E. M.; KOLLE, O.; LLOYD, J. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. **Global Change Biology**, v. 10, n. 3, p. 318-328, 2004.

VON RANDOW, C.; ZERI, M.; RESTREPO-COUBE, N.; MUZA, M. N.; DE GONÇALVES, L. G. G.; COSTA, M. H.; ARAUJO, A. C.; MANZI, A. O.; DA ROCHA, H. R.; SALESKA, S. R.; ARAIN, M. A.; BAKER, I. T.; CESTARO, B. P.; CHRISTOFFERSEN, B.; CIAIS, P.; FISHER, J. B.; GALBRAITH, D.; GUAN, X.; VAN DEN HURK, B.; ICHII, K.; IMBUZEIRO, H.; JAIN, A.; LEVINE, N.; MIGUEZ-MACHO, G.; POULTER, B.; ROBERTI, D. R.; SAHOO, A.; SCHAEFER, K.; SHI, M.; TIAN, H.; VERBEECK, H.; YANG, Z.-L. Inter-annual variability of carbon and water fluxes in Amazonian forest, Cerrado and pasture sites, as simulated by terrestrial biosphere models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, n. 0,

p. 145-155, 2013.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. D. S.; CASEIRO, F. T.; HOLANDA CAMPELO, J. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature Amazonian transitional tropical forest (cerradão). **Functional Ecology**, v. 15, n. 3, p. 388-395, 2001.

VOURLITIS, G. L.; DE SOUZA NOGUEIRA, J.; FILHO, N. P.; HOEGER, W.; RAITER, F.; BIUDES, M. S.; ARRUDA, J. C.; CAPISTRANO, V. B.; BRITO DE FARIA, J. L.; DE ALMEIDA LOBO, F. The Sensitivity of Diel CO₂ and H₂O Vapor Exchange of a Tropical Transitional Forest to Seasonal Variation in Meteorology and Water Availability. **Earth Interactions**, v. 9, n. 27, p. 1-23, 2005.

VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. D.; ZEILHOFER, P.; NOGUEIRA, J. D. Temporal patterns of net CO₂ exchange for a tropical semideciduous forest of the southern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research-Biogeosciences**, v. 116, n., p., 2011.

VOURLITIS, G. L.; ROCHA, H. R. Flux Dynamics in the Cerrado and Cerrado–Forest Transition of Brazil. In: (Ed.). **Ecosystem function in Savannas : measurement and modeling at landscape to global scales**. Boca Raton: CRC Press, 2011,

VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. D.; LAWRENCE, S.; DE LUCENA, I. C.; PINTO, O. B.; DALMAGRO, H. J.; EUGENIA, C.; ORTIZ, R.; NOGUEIRA, J. D. Variations in Stand Structure and Diversity along a Soil Fertility Gradient in a Brazilian Savanna (Cerrado) in Southern Mato Grosso. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, n. 4, p. 1370-1379, 2013.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 447, p. 85-100, 1980.

WIEDER, R. K.; WRIGHT, S. J. Tropical Forest Litter Dynamics and Dry Season Irrigation on Barro Colorado Island, Panama. **Ecology**, v. 76, n. 6, p. 1971-1979, 1995.

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

WOLF, A.; SALIENDRA, N.; AKSHALOV, K.; JOHNSON, D. A.; LACA, E. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6–7, p. 942-952, 2008.