

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE**

**INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM UMA SAVANA
TROPICAL NO LESTE DA AMAZÔNIA**

ANA CAROLINE COSTA

Manaus, Amazonas

Junho, 2019

ANA CAROLINE COSTA

**INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM UMA SAVANA
TROPICAL NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Orientador: Dr. Júlio Tota

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente do INPA/UEA como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente.

Manaus, Amazonas

Junho, 2019

Banca examinadora

Prof. Dr. Júlio Tota da Silva (Universidade Federal do Oeste do Pará)

Prof. Dr. Cléo Quaresma Dias Júnior (Instituto Federal do Pará)

Prof. Dra. Maria Betânia Leal de Oliveira (Universidade Estadual do Amazonas)

Sinopse:

Este estudo apresenta observações dos fluxos de energia, CO₂ e a estrutura da turbulência em uma área de savana natural na Amazônia e como esta se comporta relativa a outras áreas de savana natural. Para tanto, foram utilizados dados coletados pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos durante parte da estação seca de 2018.

Palavras-chave: Fluxos de energia e massa, savana amazônica, método de covariância de vórtices turbulentos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família pelo apoio e incentivo incondicionais; a Suzete Diniz, por me ensinar o valor do trabalho; ao coordenador do curso, Luís Antônio Cândido, por me receber com alegria e por sempre estar disposto a ajudar seus alunos.

Agradeço ao meu orientador Júlio Tota por ter me apoiado em Santarém e repassado parte dos seus conhecimentos em aulas e orientação. Aos demais professores do Cliamb, em especial: professora Jaidete, por me ensinar a manter a serenidade perante as dificuldades - “não te afobarás! ”; ao professor Alessandro Michiles, por ir além da sala de aula e mostrar o exemplo de pessoa e profissional que um dia eu gostaria de ser; e à professora Maria Betânia, pela ajuda inestimável com as ferramentas de processamento e sua amizade. Agradeço também a Marta Sá, por ter me ajudado com sua experiência e tempo; e ao professor Cléo Quaresma por seu considerável apoio e incentivo.

Agradeço de forma especial ao professor Antônio Ocimar Manzi por apontar o caminho e ensinar a caminhar. Sua dedicação, paciência, apoio e carinho demonstrados do início ao final do mestrado foram fundamentais.

Também agradeço aos professores, alunos e funcionários da Universidade Federal do Oeste do Pará, em especial: A Raoni Aquino, Marcos Andrade, Raphael Tapajós, Lucas Vaz Peres, Willderclay Machado, Helvécio Neto, Samuel, Rardiles Branches, dona Maria e sobretudo ao professor Rodrigo da Silva, pelo trabalho perseverante e atento na concepção e execução do experimento. Agradeço também aos amigos de Santarém: Sarah Batalha e Breno Corrêa; a Jucivaldo Ferreira pelo apoio e carinho; a Patrícia Silva e Mônica Rego, por serem minhas companheiras no caminho da pós-graduação.

Agradeço aos meus amigos e colegas do Cliamb pelos conhecimentos e momentos compartilhados dentro e fora do INPA. Em especial: Luan Siqueira, Valmier Barbosa, Fernanda Luz, Ennio Nerys, Luciana Jared, Aldeíse Santos, Denisi Hall, Polari Corrêa, Everlin Fernandes, Robson, Marcelo Mota, Luan Rogério, Janaína Mayara, Renata Teixeira, Maximiliano Brito e Regison Oliveira. Agradeço também a Rebeca Maria, por sempre estar perto, mesmo estando longe.

Por fim agradeço ao INPA e a UEA, por me acolher de braços abertos, pelo espaço e estrutura cedidos, e ao CNPQ pela bolsa concedida durante esses dois anos de mestrado.

RESUMO

COSTA, A.C. **Interações biosfera-atmosfera em uma savana tropical no leste da Amazônia**. 2019. 53f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus.

Foram realizadas medidas de fluxos de calor sensível, calor latente, calor no solo e de dióxido de carbono em um ecossistema de savana natural no leste da Amazônia, utilizando o método de covariância de vórtices turbulentos. A coleta de dados foi realizada em uma área de savana no município de Santarém, Pará, de setembro a novembro de 2018, período corresponde à parte da estação seca na região. Neste sítio experimental, os padrões de variabilidade do ciclo diário para os fluxos de energia e CO₂ foram analisados, assim como buscou-se conhecer a estrutura da turbulência local. A temperatura média do ar no ano de 2018 no sítio de savana foi de 29 °C, sendo 2 °C mais quente que a média histórica da região, com ocorrência de episódios de chuva pontuais e de baixa intensidade. O saldo de radiação médio à superfície foi de 125 W m⁻², com fluxo médio diário de calor latente (LE) no período de 59 W m⁻², enquanto o fluxo de calor sensível (H) foi de 69 W m⁻². A razão de Bowen média para o período de dados foi de 1,4, representando a preponderância dos processos de aquecimento do ar frente aos processos evaporativos. Durante o período diurno, cerca de 36% da energia disponível (Rn) na savana foi utilizada no processo de evapotranspiração e H correspondeu a 51% de Rn em média. No intervalo de tempo do estudo, foi observado um fechamento do balanço de energia à superfície incompleto, com déficit de 8%. Com relação aos fluxos de dióxido de carbono, a máxima absorção de carbono foi de -8,8 μmol.m⁻² s⁻¹, durante o dia, enquanto a máxima emissão foi de 4,6 μmol.m⁻² s⁻¹, durante o alvorecer. De modo geral, verificou-se que, em termos do balanço de energia, a savana em estudo apresenta características de uma savana típica, apesar do clima mais úmido nessa região comparado a outras regiões de savana. Com relação à estrutura da turbulência na atmosfera em savana, não é possível a aplicação da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov, seguindo o comportamento observado na floresta amazônica, o que requer uma adequação da teoria para o bioma na correta quantificação dos fluxos de massa e energia.

Palavras-Chave: fluxos de energia e massa, micrometeorologia, método de covariância de vórtices turbulentos

ABSTRACT

COSTA, A.C. **Biosphere-Atmosphere interactions in a tropical savanna in eastern Amazon.** 2019. 53p. Dissertation (Masters in Climate and Environment), National Institute of Amazon Researches, Manaus, 2019.

Sensitive heat, latent heat, soil heat and carbon dioxide flux measurements were made in a natural savanna ecosystem in eastern Amazonia, using the eddy covariance method. Data collection was carried out in a savanna area in the municipality of Santarém, Pará, from September to November 2018, a period corresponding to part of the dry season in the region. In this experimental site, the patterns of variability of the daily cycle for energy and CO₂ flows were analyzed, as well as an attempt to understand the structure of the local turbulence. The average air temperature in the year 2018 at the savanna site was 29 °C, being 2 °C warmer than the historical average of the region, with the occurrence of occasional and low intensity rain episodes. The average radiation balance at the surface was 125 W m⁻², with an average daily latent heat flow (LE) in the period of 59 W m⁻², while the sensitive heat flow (H) was 69 W m⁻². The average Bowen ratio for the data period was 1.4, representing the preponderance of air heating processes over evaporative processes. During the day, about 36% of the available energy (Rn) in the savanna was used in the evapotranspiration process and H corresponded to 51% of Rn on average. In the study's time interval, an incomplete surface energy balance was observed, with a deficit of 8%. With respect to carbon dioxide flows, the maximum carbon absorption was -8.8 μmol.m⁻² s⁻¹, during the day, while the maximum emission was 4.6 μmol.m⁻² s⁻¹, during dawn. In general, it was found that, in terms of energy balance, the studied savanna has characteristics of a typical savanna, despite the more humid climate in this region compared to other savanna regions. Regarding the structure of turbulence in the savanna atmosphere, it is not possible to apply the Monin-Obukhov Similarity Theory, following the behavior observed in the Amazon rainforest, which requires an adaptation of the theory for the biome in the correct quantification of mass and energy flows.

Keywords: energy and mass fluxes, micrometeorology, eddy covariance method

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	IX
APRESENTAÇÃO	1
OBJETIVOS.....	3
OBJETIVO GERAL	3
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1. INTRODUÇÃO	4
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	9
2.1. ÁREA DE ESTUDO	9
2.2. DESENHO EXPERIMENTAL.....	15
2.3. COLETA E PROCESSAMENTO DOS DADOS	18
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	24
3.1 AVALIAÇÃO DOS DADOS	24
3.2 FETCH	24
3.3 CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA.....	25
3.4. FLUXOS DE ENERGIA.....	31
3.4.1. Fechamento do balanço de energia.....	31
3.4.2. Ciclo diário dos fluxos de energia	33
3.5. FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO.....	36
3.6. ESTRUTURA DA TURBULÊNCIA.....	39
4. CONCLUSÕES	45
5. REFERÊNCIAS.....	47
6. ANEXO.....	51
7. APÊNDICE	52

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 . Mapa global das savanas tropicais e principais sítios de estudo. Fonte: adaptado de Pennington *et al.*, 2018..... 7
- Figura 2 . Localização das savanas da Amazônia. Savanas isoladas: (1) Amapá, (2) Alter do Chão, (3) Roraima e (4) Humaitá. Savanas não isoladas: (5) Chapada dos Parecis, (6) Redenção e (7) Carolina. Fonte: Sanaiotti *et al.*, 2002..... 7
- Figura 3 . Localização do sítio experimental no município de Santarém, Pará. A figura também mostra a posição relativa ao município de Belterra (ao sul, hachurado)..... 9
- Figura 4 . Faixa com presença de manchas de savana e posição da torre micrometeorológica (ponto vermelho no canto inferior à direita), distante 8 km da margem direita do rio Tapajós. Imagem: Google Earth. 10
- Figura 5 . Mosaico de superfícies localizadas em um raio de 1.400 m ao redor da torre de observações. Imagem: Google Earth..... 11
- Figura 6 . Modelo Digital de Elevação (MDE) do sítio experimental de savana, Santarém, PA. As regiões em vermelho representam as maiores altitudes, em torno de 160 metros, enquanto que as áreas em verde representam regiões mais baixas com valores da ordem de 14 metros de altitude. Para confecção da figura, foi utilizado um MDE com 30 metros de resolução, obtido a partir do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) através do site: < <https://earthexplorer.usgs.gov/>>. 12
- Figura 7 . Precipitação média mensal (mm) no município de Belterra, PA, entre 1988 e 2017. Fonte dos dados: Rede de dados do INMET. 13
- Figura 8 . Fotografias da vegetação de savana em Alter do Chão vista da torre micrometeorológica a (a) 7 m de altura em novembro (estação seca) e (b) 5 m de altura em março (estação chuvosa)..... 14
- Figura 9 . Ecossistema de savana em Santarém, PA, de 1987 a 2016, com torre representada pelo ponto vermelho, no canto inferior direito. Fonte das imagens: Google Earth Pro... 15

Figura 10 . Disposição dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica no sítio experimental de savana, Santarém, PA.	16
Figura 11 . Sistema de aquisição e registro dos dados instalado: (1) e (2) Dataloggers (CR1000 Campbell); (3) Mini-computador Raspberry Pi; (4) Portas seriais; (5) Controlador de voltagem. A figura à direita mostra o sistema instalado em campo, com os sensores já conectados.....	18
Figura 12 . Mosaico de superfícies em um raio de 500 m ao redor da torre.....	25
Figura 13 . (a) Totais diários de precipitação (barras pretas) e médias diárias das temperaturas média, máxima e mínima do ar em sítio experimental de savana, Santarém PA e (b) médias horárias da precipitação, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.	26
Figura 14 . Ciclo diário da temperatura do ar em sítio experimental de savana, Santarém PA, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.....	26
Figura 15 . Umidade relativa do ar em escala diária (a) e horária (b), em sítio experimental de savana, Santarém PA, no período de 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.	27
Figura 16 . Déficit de pressão de vapor médio em sítio experimental de savana em escala diária (a) e horária (b), Santarém PA, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.	28
Figura 17 . Umidade específica média em sítio experimental de savana em escala diária (a) e horária (b), Santarém PA, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.	29
Figura 18 . Regressão linear entre os fluxos turbulentos ($H + LE$) e a energia disponível no ambiente ($R_n - G$) em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.	32
Figura 19 . Ciclo diário médio das componentes do balanço de energia em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.	34
Figura 20 . Ciclo diário médio da Razão de Bowen, durante o período diurno, em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018... ..	35

- Figura 21 . Variação diária da partição de energia em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018. 36
- Figura 22 . Padrão horário do fluxo de CO₂ durante a estação seca em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018..... 38
- Figura 23 . Médias diárias do fluxo de CO₂ medido durante estação seca em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018. 39
- Figura 24 . Ciclos diários dos desvios padrão de velocidade vertical σ_w (a) e horizontal σ_u (b) do vento normalizados pela velocidade de fricção (u^*), coeficiente de correlação r_{wu} (c) e do coeficiente de correlação r_{wT} (d) em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018..... 41
- Figura 25 . Desvios padrão adimensionais para a velocidade vertical (a), temperatura (b), vapor de água (c) e CO₂ (d) em condições instáveis, em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018. A linha sólida indica a função de similaridade. 43
- Figura 26 . (A) e (B) Dimensionamento e corte das ripas de madeira, (C) Montagem da estrutura do abrigo, (D) Confecção do assoalho, (E) Instalação da telha, (F) Persiana e tela colocadas, para prevenir entrada de mosquitos, (G) Óleo queimado aplicado para prevenir ação de cupins e (H) Painéis solares instalados sobre o abrigo..... 52
- Figura 27 . (A) Exemplares de suporte-base, (B) Descrição das peças utilizadas para encaixar a base à torre, (C) Encaixe da base à torre de testes (laboratório do LBA), vista frontal, (D) Encaixe da base à torre de testes, vista traseira, (E) Suportes no campo, (F) e (G) Base a ser colocada na torre, (H) Instalação dos braços na torre, (I) Posicionamento final dos braços nas alturas especificadas. 53

APRESENTAÇÃO

A Amazônia brasileira, apesar de ser constituída principalmente por uma floresta tropical, é composta por vários ecossistemas (Ab'saber, 2002a) incluindo matas de terra firme, matas de várzea e de igapós, além de campinas, campinaranas e savanas (Ramos e Azevedo, 2009).

Conhecidas regionalmente como savanas amazônicas, as manchas ou encraves desse ecossistema, dispersas pelo bioma amazônico, são encontradas principalmente no Brasil e na Bolívia, com menor proporção na Venezuela, Guiana e Suriname (Carvalho e Mustin, 2017). No Brasil, a maior parte das savanas amazônicas encontram-se nos estados do Amapá, Amazonas, Pará e Roraima (Miranda *et al.*, 2003). Sua ocorrência é estimada em 267.164 km² ou 4,2% de todo o bioma amazônico, sendo que aproximadamente 42% desse total encontra-se no Brasil (Carvalho e Mustin, 2017).

No leste da Amazônia, as áreas de savanas apresentam-se em formato de mosaico, interrompido subitamente por ilhas florestais. A concomitância de floresta tropical com savana desperta o interesse para a observação nessa localidade quanto às mudanças na cobertura e uso do solo. As modificações decorrentes do uso do solo transfiguram a distribuição das componentes da radiação solar, em particular, do saldo de radiação à superfície, já que o mesmo é fundamental nos processos dos fluxos de energia, agindo como modelador das condições do tempo e clima, e seu entendimento possibilita estabelecer as perdas de água em superfícies vegetadas (Fausto, 2014).

Apesar de bem conhecidas em outros biomas, as savanas naturais da Amazônia têm sido pouco estudadas (Carvalho e Mustin, 2017). Os estudos existentes concentram-se nas composições da flora e fauna locais, não tendo sido realizados até o momento estudos relacionados às interações savana-atmosfera no bioma Amazônico. Por esta razão surge uma demanda para estudos observacionais nesse ecossistema, uma vez que o conhecimento das componentes do balanço de energia em regiões de savana é fundamental para entender o papel desse ecossistema no clima local e no balanço de carbono, através dos processos de absorção e emissão de CO₂ para a atmosfera. Não se sabe como é o comportamento deste ecossistema, devido à sua interação com fragmentos de floresta em seu interior e com a floresta no seu entorno. Será o microclima desse ecossistema semelhante ao de um ecossistema de floresta, pastagem ou uma savana típica de outras regiões?

Observações das interações savana-atmosfera também são úteis para aperfeiçoar esquemas de superfície utilizados em modelos de previsão climática em escalas regional e global, representando corretamente o seu contorno inferior, assim como em modelos de previsão de tempo.

Por isso esse trabalho se propõe a analisar a partição de energia em fluxos de calor sensível, calor latente, fluxo de calor no solo e as trocas de dióxido de carbono entre um ecossistema de savana na Amazônia e a atmosfera, no leste da Amazônia, bem como uma introdução à estrutura da turbulência atmosférica, a qual relaciona-se diretamente ao transporte dessas grandezas escalares.

OBJETIVOS

OBJETIVO GERAL

Avaliar o comportamento de fluxos de energia e de CO₂ em um ecossistema de savana na Amazônia, assim como a estrutura da turbulência local.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar o comportamento micrometeorológico de um ecossistema de savana na Amazônia, utilizando dados meteorológicos e micrometeorológicos, coletados durante a estação seca;
- Comparar o comportamento micrometeorológico de uma savana na Amazônia com o de outras savanas tropicais;
- Descrever a estrutura da turbulência sobre uma savana na Amazônia.

1. INTRODUÇÃO

A principal forçante externa no balanço de energia à superfície é o saldo de radiação (R_n), resultado das interações entre a energia solar e a superfície terrestre (Stull, 2006). O saldo de radiação consiste na energia que fica disponível à superfície, e que é particionada entre os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na superfície do planeta, como o aquecimento do ar e do solo (fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo), evapotranspiração (fluxo de calor latente) e a energia utilizada pela biomassa da vegetação (Von Randow, 2007). Dessa forma, a energia disponível pelo balanço radiativo pode ser descrita pela equação do balanço de energia:

$$R_n = H + LE + G + S$$

na qual R_n é o saldo de radiação, H é o fluxo de calor sensível, LE é o fluxo de calor latente (em que L representa o calor latente de vaporização), G é o fluxo de calor no solo e S é a energia armazenada na biomassa e no dossel (Von Randow, 2007).

Afim de estimar os fluxos de energia e massa, o método de Covariância de Vórtices Turbulentos é bastante difundido, sendo indicado para utilização na escala de ecossistema (Baldocchi, 2003). A medição da troca líquida de gás carbônico e dos fluxos de vapor de água e energia ocorre especialmente na parte mais baixa da atmosfera, conhecida como camada limite, ou mais especificamente na camada limite superficial (Aubinet, 2012). Nessa camada, os fluxos são transportados principalmente através da turbulência, gerada através do aquecimento do ar próximo à superfície, assim como pela passagem do vento. Esses dois fatores são responsáveis pelos processos de transporte de umidade, calor, momentum, gases ou poluentes na superfície da Terra (Stull, 1988).

Para validar os fluxos medidos com um sistema de covariância de vórtices, um modo comumente utilizado é o fechamento do balanço de energia, o qual pode ser verificado a partir da relação entre os fluxos turbulentos de energia ($H + LE$) e as demais componentes do balanço, calculadas a partir de outros métodos instrumentais. Tendo como princípio a conservação da energia (Ahrens, 1994), o fechamento pode ser definido matematicamente como uma relação unitária entre a energia disponível no sistema ($R_n - G - S$), e os fluxos turbulentos ($H + LE$) calculados a partir do método de covariâncias.

A importância de se resolver o problema do fechamento reside na necessidade dos modelos climáticos em possuir esquemas de superfície corretos, os quais são validados por meio das medidas de fluxos de superfície (Leuning *et al.*, 2012). Do mesmo modo, através dessas medidas possibilita-se o mapeamento dos fluxos de água e carbono no planeta. No entanto raramente é obtido o fechamento completo em sítios experimentais utilizando o sistema de covariância de vórtices.

Wilson *et al.* (2002) avaliaram o fechamento do balanço de energia em diferentes climas e ecossistemas. Os autores encontraram um fechamento médio de 80%, não sendo encontrado um fechamento completo (100%) em nenhum dos experimentos estudados. Resultado semelhante foi observado em estudo realizado na Amazônia (Rebio Jaru – Rondônia), por Von Randow *et al.* (2004), aonde 26% da energia no sistema não pode ser captada pela aparelhagem do sistema de covariância de vórtices. Foken (2008) atribui como causa principal ao não fechamento do balanço de energia em sítios experimentais a heterogeneidade de uma determinada superfície, fator este gerador de vórtices em escala superior aos períodos de integração comumente utilizados para o cálculo das flutuações da velocidade vertical do vento e dos escalares em análise.

Cada ecossistema imprime suas características nas componentes do balanço de energia. Em um ecossistema de caatinga, Oliveira *et al.* (2006) observaram baixas taxas de transpiração na região tanto na estação seca quanto na chuvosa, em decorrência da baixa disponibilidade hídrica típica da região. A maior parte da energia disponível (saldo de radiação) nesse ecossistema é utilizada para aquecer o ar (fluxo de calor sensível), mesmo na estação chuvosa. Da mesma forma, o fluxo de calor no solo foi superior ao fluxo de calor latente durante a estação seca, diferente do que ocorre em ecossistemas mais úmidos como florestas ou pastagens.

Já em estudo comparativo realizado entre uma região de floresta e em um campo agrícola, Silva *et al.* (2010) observaram, nos dois ecossistemas, a predominância de processos evaporativos em relação ao aquecimento do ar, devido aos valores superiores de fluxo de calor latente (LE) em comparação aos de fluxo de calor sensível (H). Foi também verificada uma diminuição na evapotranspiração ao converter-se área de floresta em área de campo agrícola, simultaneamente a um aumento no aquecimento do ar e do solo, o que resulta numa diminuição da disponibilidade de água para a atmosfera na conversão de floresta em campos agrícolas.

Já em uma savana semi-árida no sul da África, foi observado um elevado fluxo de calor sensível durante a estação seca, enquanto que na estação chuvosa a energia disponível se distribuiu de maneira aproximadamente equitativa entre o aquecimento do ar e os processos evapotranspirativos (Veenendaal, Kolle e Lloyd, 2004). Assim, cada tipo de superfície, com

suas peculiaridades de vegetação, disponibilidade hídrica, tipo de solo, dentre outros fatores, afeta o modo como a energia é utilizada em cada ecossistema, e sua posterior influência por toda extensão da camada limite atmosférica.

Este trabalho também teve como objetivo a quantificação do fluxo de CO₂ para a atmosfera, o qual é quantificado a partir da diferença entre o fluxo de CO₂ da atmosfera para a vegetação (mediante a assimilação de carbono pela fotossíntese, durante o dia) e o fluxo de CO₂ da vegetação para a atmosfera, devido à respiração das plantas e à decomposição da matéria orgânica (Nobre, 2002). O fluxo, por convenção, apresenta valores negativos ao representar um fluxo voltado para a superfície (sumidouro) e valores positivos quando apresenta um fluxo direcionado para a atmosfera (fonte).

Nas medidas noturnas, costuma-se realizar uma correção nos valores de fluxo de CO₂, pois em condições de estabilidade atmosférica, comumente encontradas à noite, os fluxos de CO₂ são normalmente subestimados, devido à diminuição da turbulência e preponderância dos processos de armazenamento e advecção, o que impede a correta amostragem das transferências de CO₂ na interface biosfera-atmosfera. Dessa forma, é usual substituir os dados de fluxo em noites calmas pelas medidas tomadas em noites mais turbulentas, com ventos mais fortes, tendo como parâmetro um indicador da turbulência na superfície, a velocidade de fricção do ar (u^* , m. s⁻¹).

McHugh *et al.* (2017), no entanto, sugerem que a supressão de dados de fluxo baseados no valor da velocidade de fricção (denominado filtro u^*) seja utilizado apenas em sistemas que possuam estimativas de armazenamento de CO₂, preferencialmente através de perfis de concentração vertical abaixo do sistema de medição. Em decorrência da falta desses sensores ao longo da torre de medição, não foi aplicado o filtro u^* sobre os dados de fluxo nesse estudo.

Tendo como objeto de estudo uma savana na Amazônia, entende-se que este ecossistema caracteriza-se como uma fitofisionomia tropical caracterizadas por uma vegetação aberta, dominada pelo estrato herbáceo (ervas e gramíneas), e que pode contar com a presença de arbustos e árvores (Braga, 1979; Huber, 1987; Goedert *et al.*, 2008; Magnusson *et al.*, 2008).

Presentes em porções da América do Sul, África, Ásia e Oceania, as savanas possuem como marco referencial as espécies de árvores predominantes e fauna típica, que são diferentes em cada continente (Goedert *et al.*, 2008). A Figura 1 apresenta a localização dos ecossistemas de savana tropicais no globo, incluindo as áreas isoladas no bioma amazônico e o cerrado brasileiro, com destaque para estudos micrometeorológicos realizados.

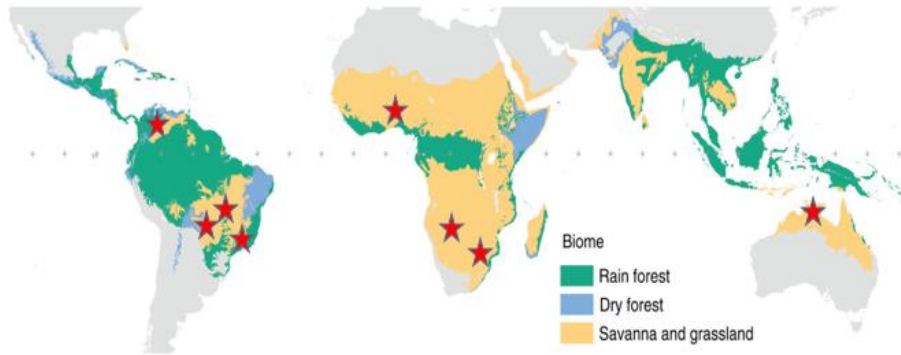


Figura 1. Mapa global das savanas tropicais e principais sítios de estudo. Fonte: adaptado de Pennington *et al.*, 2018.

Na América do Sul os estudos micrometeorológicos focaram-se nos estados de Mato Grosso e São Paulo, não tendo sido realizados estudos nas savanas da Amazônia brasileira. Nesta região, podem ser identificadas sete áreas de savana, sendo quatro delas isoladas (ou seja, cercadas por vegetação de floresta) e três áreas localizadas na periferia da floresta, em contato com o bioma cerrado, como apresentado na Figura 2 (Sanaiotti *et al.*, 2002).

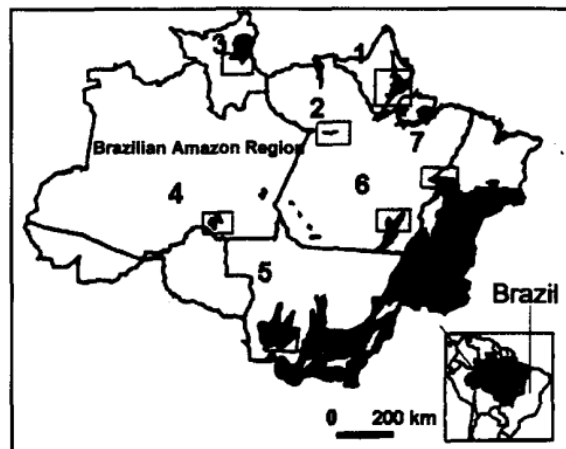


Figura 2. Localização das savanas da Amazônia. Savanas isoladas: (1) Amapá, (2) Alter do Chão, (3) Roraima e (4) Humaitá. Savanas não isoladas: (5) Chapada dos Parecis, (6) Redenção e (7) Carolina. Fonte: Sanaiotti *et al.*, 2002.

A presença do ecossistema de savana na Amazônia não deve ser confundida com a vegetação de cerrado, tipicamente encontrada no Planalto Central do Brasil. Apesar de ambos os ecossistemas apresentarem uma fisionomia semelhante, possuindo várias espécies em comum (Constantino *et al.*, 2003), as savanas possuem uma carência de espécies e indivíduos arbóreos encontrados no cerrado (Eiten, 1983; Miranda, 1993).

Outrossim, o presente trabalho buscou elucidar qual o comportamento micrometeorológico de um ecossistema naturalmente mais seco, uma savana, localizada em um bioma naturalmente

mais úmido, a Amazônia, a partir da quantificação dos fluxos de energia e CO₂, assim como descrever de que forma a turbulência atmosférica, responsável pelo transporte de energia e grandezas escalares, se estrutura nesse ecossistema.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. ÁREA DE ESTUDO

O sítio experimental está localizado na mesorregião do Baixo Amazonas, entre a margem direita do rio Tapajós e a zona urbana do município de Santarém, no estado do Pará, nas coordenadas $2^{\circ}30'15''$ S; $54^{\circ}53'21''$ O (Figura 3). O município de Belterra (hachurado, no mapa localizado ao canto superior, à direita) encontra-se ao sul, distante cerca de 12 km do sítio experimental, e a sudeste localiza-se o município de Mojuí dos Campos.

O ecossistema local caracteriza-se como uma área de savana natural arborizada com presença de ecotipos de floresta tropical. A escolha dessa região para estudo deve-se ao seu posicionamento alinhado com uma faixa aproximadamente latitudinal de ocorrência de savanas, na desembocadura dos rios Tapajós e Arapiuns com o rio Amazonas (Figura 4).

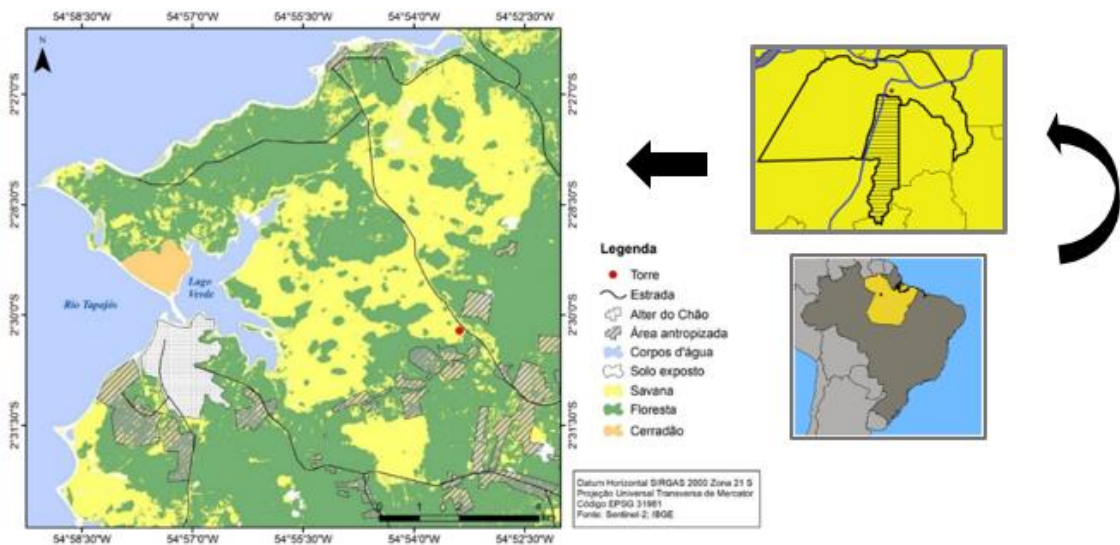


Figura 3. Localização do sítio experimental no município de Santarém, Pará. A figura também mostra a posição relativa ao município de Belterra (ao sul, hachurado).

A região de savana à margem direita do rio Tapajós, também denominada como savana de Alter do Chão, abrange uma área de aproximadamente 43 km², possuindo uma grande heterogeneidade de superfícies em um raio de 1.400 metros do local de instalação da torre micrometeorológica. Esse raio de cobertura abrange desde áreas antropizadas, quanto ecossistemas de savana e floresta, além da via vicinal para a praia Ponta de Pedras e um pequeno corpo hídrico (Figura 5).



Figura 4. Faixa com presença de manchas de savana e posição da torre micrometeorológica (ponto vermelho no canto inferior à direita), distante 8 km da margem direita do rio Tapajós. Imagem: Google Earth.

De acordo com dados do projeto RADAMBRASIL (Brasil, 1976), geomorfologicamente, a cidade de Santarém é formada por três unidades morfoestruturais predominantes: a *planície Amazônica*, de menor altitude, onde ocorrem as áreas de várzea; o *Planalto Tapajós Xingu* (também denominado “Platô de Belterra”), com altitudes de cerca de 150 m, onde estão localizados os municípios de Belterra e Mojuí dos Campos; e o *Planalto Rebaixado da Amazônia*, com altitude em torno de 100 m, acompanhando toda margem direita do rio Tapajós, sobre o qual assenta-se o ecossistema de savana (Brasil, 1976). No local é observada uma topografia ondulada, estando a torre posicionada numa altitude de cerca de 68 metros, com altitudes superiores, de até 160 metros, observados nos setores a norte e leste do ponto de observação (Figura 6).



Figura 5. Mosaico de superfícies localizadas em um raio de 1.400 m ao redor da torre de observações. Imagem: Google Earth.

O clima da região é classificado, segundo sistema de classificação de *Koppen*, sob o tipo climático Am (Alvares *et al.*, 2013) em que “A” refere-se ao clima tropical, quente e úmido e “m” é relacionado ao clima de monção, caracterizado por um total de chuvas anuais elevado e moderado período de estiagem (Rodrigues *et al.*, 2001).

Para apresentar o curso médio da precipitação e outras variáveis meteorológicas, foram utilizadas as normais climatológicas obtidas na estação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) do município de Belterra. Esta estação contém dados de 1961 até o presente e localiza-se a cerca de 14 km da área de estudo.

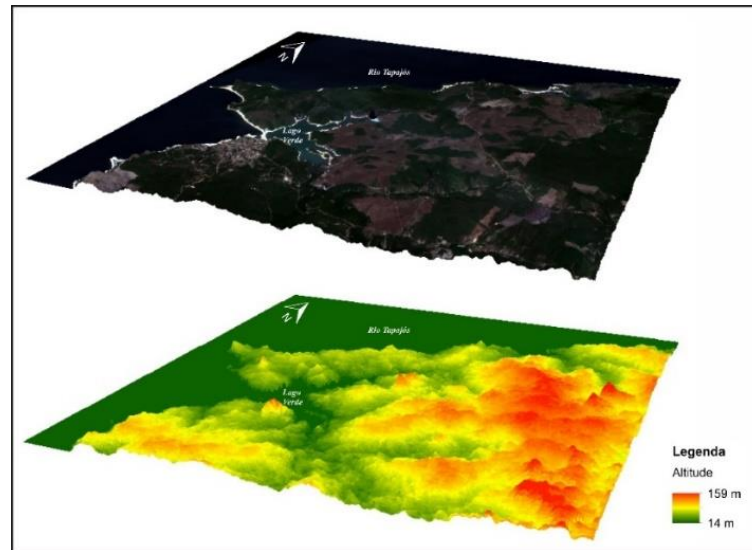


Figura 6. Modelo Digital de Elevação (MDE) do sítio experimental de savana, Santarém, PA. As regiões em vermelho representam as maiores altitudes, em torno de 160 metros, enquanto que as áreas em verde representam regiões mais baixas com valores da ordem de 14 metros de altitude. Para confecção da figura, foi utilizado um MDE com 30 metros de resolução, obtido a partir do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) através do site: < <https://earthexplorer.usgs.gov/>>.

Foi utilizada como climatologia de referência o período de 30 anos de dados compreendido entre 1988 e 2017 (ANEXO)¹. Nesse período, a precipitação média anual foi de 1886 mm, sendo que mais de 75% desse total concentrou-se entre os meses de janeiro e junho. O trimestre mais chuvoso, de fevereiro a abril, apresentou um percentual médio de precipitação em relação ao total anual de 46%, enquanto que o trimestre menos chuvoso, de agosto a outubro, apresentou um percentual de 7%. Nessa série história de dados, março foi o mês mais chuvoso (327 mm), enquanto setembro foi o que apresenta menores valores de precipitação (30 mm). Dessa forma pode-se delimitar a estação chuvosa em Santarém ao período de janeiro a junho e uma estação seca de agosto a novembro, enquanto os meses de julho e dezembro podem ser considerados como meses de transição para as estações seca e chuvosa, respectivamente (Figura 7).

A temperatura média no município pouco varia durante o ano, com as maiores médias registradas para o período seco (agosto a novembro), entre 26 e 27 °C, com mínimas entre 21 e 22 °C e máximas entre 31 e 32 °C. Já durante o período chuvoso (janeiro a junho) as temperaturas foram ligeiramente menores que no período seco, com uma temperatura média de 25 °C, mínimas de 21 °C e máximas entre 29 e 30 °C (não apresentado graficamente). Já a

¹ Disponível através da página do INMET, no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP), através do link: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>>. Acesso: Novembro, 2018.

umidade relativa na região permaneceu acima de 80% durante todo o ano, inclusive na estação seca, atingindo valores acima de 90% ao final da estação chuvosa.

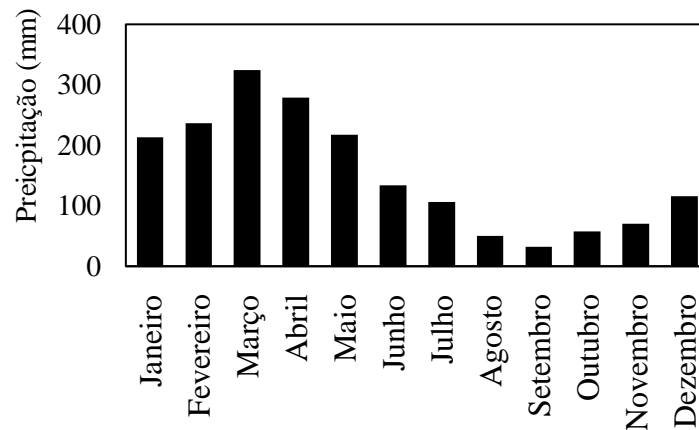


Figura 7. Precipitação média mensal (mm) no município de Belterra, PA, entre 1988 e 2017. Fonte dos dados: Rede de dados do INMET.

Os ventos na região são predominantes de leste (ventos alísios), porém há uma considerável influência da brisa proveniente do rio Tapajós, ocorrendo em 50% dos dias, podendo alterar as condições de temperatura e umidade na região (Tapajós, 2017).

Em relação à vegetação de savana local, esta é caracterizada por um dossel descontínuo, sujeito a incêndios periódicos, apresentando troncos tortuosos e folhas coriáceas (Miranda, 1993). Um levantamento realizado em uma parcela de savana adjacente à torre apresentou árvores com altura média entre 2 e 5 m, e indivíduos mais altos chegando a cerca de 12 m (Corrêa, 2019). Esses valores revelam uma vegetação de porte baixo, e de acordo com Miranda (1993), similar à do cerrado do Brasil central e a outras savanas amazônicas. O Índice de Área Foliar (LAI) estimado em outras regiões de cerrado apontam um valor variando entre 0,4 a 0,7 (m² de folha por m² de solo) durante a estação seca (Miranda *et al.*, 1997; Cabral *et al.*, 2015). O levantamento de espécies do local pode ser encontrado em Miranda (1993) e Magnusson *et al.* (2008).

Fenologicamente, observou-se que todas as espécies arbóreas são decíduas, ocorrendo tanto a perda de folhas e quanto seu sucessivo brotamento na estação seca (Miranda, 1995). O período de maior queda de folhas coincide com as condições climáticas de ápice da estação seca – menor pluviosidade, temperaturas mais altas e solo mais seco. No entanto, de acordo com Magnusson *et al.* (2008), a cobertura de árvores na região é estável sazonalmente.

Fotografias retiradas a uma altura de cerca de sete metros na torre mostram pouca distinção intersazonal na savana de Alter do Chão (Figura 8).

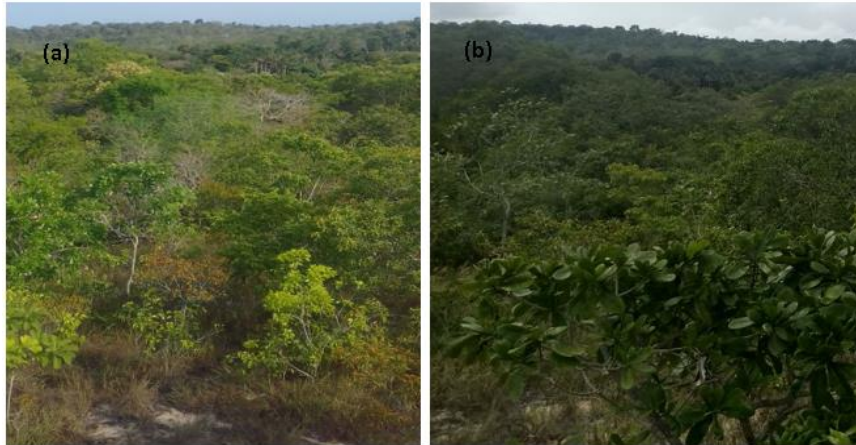


Figura 8. Fotografias da vegetação de savana em Alter do Chão vista da torre micrometeorológica a (a) 7 m de altura em novembro (estação seca) e (b) 5 m de altura em março (estação chuvosa).

Historicamente, Bates (1892) já traz uma descrição da região de savana em Santarém, sendo os fragmentos florestais chamados de “ilhas de mata” ou ilhas de selva pela população, delimitada de maneira insular por uma vegetação rasteira. De acordo com Sanaiotti *et al.* (2002), a savana em Alter do Chão parece não ter sofrido mudanças significativas na sua vegetação desde o início do período Holoceno, ao contrário dos resultados encontrados para Roraima e Amapá, por exemplo, que sugerem a existência no passado de uma savana mais lenhosa que a atual. A observação de imagens de satélite da região a partir de 1984 até 2016 (Figura 9) também não mostrou diferenças significativas na partição entre floresta e savana no local, mas com aumento das áreas desmatadas para uso humano.



Figura 9. Ecosistema de savana em Santarém, PA, de 1987 a 2016, com torre representada pelo ponto vermelho, no canto inferior direito. Fonte das imagens: Google Earth Pro

2.2. DESENHO EXPERIMENTAL

Para a realização dessa pesquisa, de caráter quantitativo, foi realizada coleta de dados primários, a partir da implementação de uma estação experimental completa em um ecossistema de savana natural, incluindo sensores de resposta rápida para obtenção dos fluxos de energia, assim como sensores de resposta lenta para obtenção de variáveis meteorológicas. A torre micrometeorológica onde foram instalados os sensores e os sistemas de aquisição, armazenamento e transmissão dos dados, foi devidamente equipada em agosto de 2018, situada numa altitude aproximada de 68 m, sendo do tipo triangular, com 14 metros de altura, o que equivale a cerca de duas vezes a altura do dossel (Figura 10).

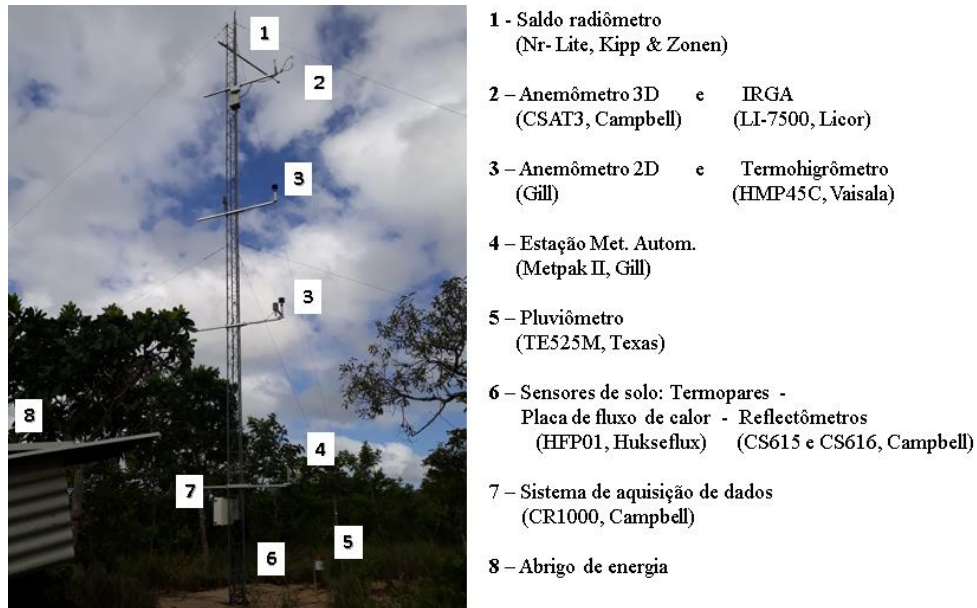


Figura 10. Disposição dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica no sítio experimental de savana, Santarém, PA.

Para obtenção do saldo de radiação, foi utilizado um saldo radiômetro (NR Lite, Kipp & Zonen, Delft, Holanda). As três componentes do vento (uvw) e temperatura virtual foram medidas por um anemômetro sônico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific; Logan, UT, EUA). Um analisador de gás por infravermelho (LI-7500, LI-COR *Inc.*; Lincoln, NE, EUA) obteve as concentrações de dióxido de carbono (CO_2) e de vapor d'água (H_2O), enquanto que o perfil de temperatura e umidade do ar foi obtido por termohigrômetros (HMP45C, Vaisala, Helsinki, Finlândia). Anemômetros bidimensionais (Gill Instruments, Reino Unido) instalados ao longo da torre quantificaram o perfil de direção e velocidade do vento. A Tabela 1 elenca as alturas instaladas de cada sensor.

Além destes, uma estação meteorológica automática (MetPak, Gill Instruments) foi instalada para obtenção da temperatura, umidade, pressão, direção e velocidade do vento próximos à superfície e os totais de chuva foram medidos a partir de um pluviômetro (TE525, Texas electronics/Campbell Scientific) instalado a uma distância aproximada de 2 m a leste da torre.

Para os sensores de solo, foi aberta uma trincheira 1 m x 1 m x 1 m, orientada na direção norte, a 2 metros de distância da torre. O perfil de temperatura até 1 m foi obtido a partir de quatro termopares, enquanto que o conteúdo de água no solo foi obtido a partir de dois reflectômetros (CS615 e CS616, Campbell Scientific). Para o fluxo de calor foi utilizada uma placa de fluxo (HFP01, Hukseflux), instalada na profundidade de 0,08 m.

Tabela 1. Relação dos sensores instalados ao longo da torre e nível vertical instalado

Variável medida	Nível vertical Instalado (m)
Saldo de radiação	14
Velocidade do vento e temperatura virtual	12
Concentração de CO ₂ e H ₂ O	12
Temperatura e umidade relativa do ar	8 e 5
Velocidade e direção do vento	8 e 5
Pressão, direção e velocidade do vento, temperatura e umidade do ar	2
Precipitação	0,70
Perfil de temperatura no solo	-0,025; -0,06; -0,50;1
Fluxo de calor no solo	-0,08
Umidade no solo	-0,025 e -0,20

O sistema de aquisição e armazenamento dos dados é composto por dois *dataloggers* (CR1000, Campbell) conectados a um computador *raspberry pi*, e um controlador de carga, abrigados em uma caixa de poliéster reforçada com fibra de vidro (Figura 11). No *raspberry pi* foi utilizado o programa *Robot* (versão 2.1), desenvolvido pela Universidade de Albany, Nova York. Este programa é composto por três códigos em linguagem C (*Robot*, *RTM* e *Engine*) tendo como objetivo gravar e sincronizar os dados adquiridos em frequências distintas. A frequência de aquisição de dados foi de 10 Hz para o sistema de covariância de vórtices e saldo radiômetro,

4 Hz para os anemômetros bidimensionais e 1 Hz para os demais sensores instalados no sítio experimental.

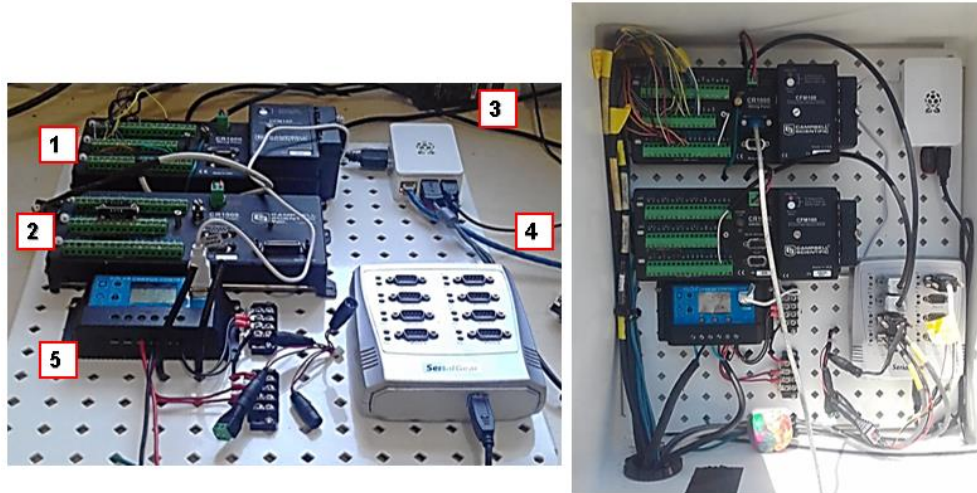


Figura 11. Sistema de aquisição e registro dos dados instalado: (1) e (2) Dataloggers (CR1000 Campbell); (3) Mini-computador Raspberry Pi; (4) Portas seriais; (5) Controlador de voltagem. A figura à direita mostra o sistema instalado em campo, com os sensores já conectados.

Antes de serem levados a campo, cada sensor foi testado na minitorre do laboratório de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal do Oeste do Pará, e as barras transversais a receber os sensores (os suportes) foram medidos e ajustados de acordo com a largura da torre. No campo, foi instalado um para-raios no topo da torre e construído um abrigo de madeira, a fim de abrigar o sistema de energia dos dados. O abrigo é naturalmente ventilado, com dimensões de 1,20 m x 1,00 m x 1,00 m, elevado 70 cm acima do solo. As etapas de construção do abrigo e instrumentação da torre encontram-se descritas no Apêndice A. A energia para o sistema de aquisição de dados, sensores, assim como para o sistema de transmissão dos dados foi proveniente de uma bateria conectada com a rede de eletricidade local, sendo também instaladas placas solares para disponibilidade de energia mediante falhas na transmissão.

2.3. COLETA E PROCESSAMENTO DOS DADOS

Semanalmente os dados armazenados no disco rígido do *raspberry pi*, contendo arquivos correspondentes a um período de 24h, eram transferidos para um computador pessoal, sendo observados nessa ocasião o funcionamento e estado de conservação dos sensores. Além

disso, diariamente era verificado se o sistema estava funcionando, a partir do programa de acesso remoto *Team Viewer*, o qual permitia o acesso à visualização dos arquivos armazenados no *raspberry pi*.

O sistema de covariância de vórtices turbulentos, formado por um analisador de gás de gás carbônico e vapor d'água e um anemômetro sônico tridimensional medem em alta frequência as componentes do vento, temperatura do ar e concentrações de vapor de água e gás carbônico. A partir da velocidade média do vento \bar{u} , subtraída da velocidade instantânea, u , obtemos a flutuação da velocidade do vento u' :

$$u' = u - \bar{u}$$

Uma flutuação positiva, neste caso, indica um vento mais rápido que a média, enquanto que uma flutuação negativa indica um vento mais fraco. Da mesma forma, podem ser obtidas as flutuações de outras variáveis, como a temperatura (T) ou umidade específica (q):

$$T' = T - \bar{T}$$

$$q' = q - \bar{q}$$

Para o cálculo do fluxo de determinado escalar é utilizada a covariância média entre as flutuações da componente vertical do vento e a concentração do escalar em análise (Baldocchi, 2003). No caso específico do fluxo turbulento do dióxido de carbono, a equação básica é expressa como:

$$FCO_2 = \rho_a M_a \overline{w'q_c'} \quad (1)$$

em que ρ_a é a densidade do ar (kg m^{-3}), FCO_2 é o fluxo turbulento de dióxido de carbono ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), M_a é a massa molar do ar ($28,9 \text{ g mol}^{-1}$), w' é a flutuação temporal da velocidade vertical do vento (m s^{-1}) e q_c' é a razão de mistura de CO_2 ($\mu\text{mol mol}^{-1}$) (Oliveira, 2010).

Os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) podem ser calculados também utilizando a covariância entre a componente vertical do vento e o respectivo escalar de acordo com as equações 2 e 3.

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (2)$$

$$LE = \rho_a L \overline{w'q'} \quad (3)$$

nas quais c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), T' é a flutuação temporal da temperatura ($^\circ\text{C}$), L é o calor latente de vaporização ($2,47 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) e q' é a umidade específica (mmol mol^{-1}) (Oliveira, 2010).

Para a realização desses cálculos foi utilizado o programa Alteddy versão 3.9 (Alterra, Wageningen, Holanda) com um intervalo de amostragem de 60 minutos. Este foi configurado para realização de uma série de correções nos dados brutos coletados, como detecção e retirada de *spikes* (dados espúrios) e definição de limites mínimos e máximos para os valores de u , v e w , temperatura virtual, concentração de CO_2 e vapor d'água. Além destes, foi aplicada uma correção de resposta de frequência de acordo com Moore (1986), assim como ajuste nos fluxos calculados devido aos efeitos da densidade do ar para IRGAs de caminho aberto, como é o caso do LI-7500 (de acordo com Webb *et al.*, 1980), assim como correções devido ao efeito das flutuações de umidade de acordo com Schotanus (1983). Para que a média da componente vertical do vento fosse zero (Burba e Anderson, 2005-2007), foi aplicada uma rotação de coordenadas a partir do alinhamento do eixo das abscissas na direção do escoamento médio (Aguiar, 2005). O método para rotação de coordenadas utilizado foi a rotação dupla. O mesmo software também disponibiliza dados de *fetch*, calculados a partir de Schuepp *et al.* (1990), para a área correspondente a 80% do fluxo que é medido pelo sistema.

O *fetch* refere-se à distância do ponto de maior contribuição das medidas até o sistema de medição e é uma variável que está diretamente relacionada com a altura de medição do sistema, da rugosidade da superfície, estabilidade atmosférica, velocidade e direção do vento e intensidade da turbulência, entre outras (Hsieh, Katul e Chi, 2000; Burba e Anderson, 2005-2007; Toro *et al.*, 2017). Para o cálculo foi utilizado o modelo inserido no programa Alteddy, segundo Schuepp *et al.* (1990), o qual estimou o *fetch* através de soluções analíticas da equação de difusão validadas por simulações numéricas, com resultados adequados para pontos de medição localizados em até 20 m de altura. Segundo Toro *et al.* (2017) o modelo de Schuepp *et al.* (1990) serve como uma primeira estimativa para a predição do *fetch*.

O modelo proposto por Schuepp *et al.* (1990) utiliza a equação 4 para o cálculo do *fetch*:

$$f = -\frac{U(z-d)}{u_* k x^2} e^{-\frac{U(z-d)}{u_* k x}} \quad (4)$$

em que:

U é a velocidade do vento média entre a superfície e a altura de observação “ z ”;

z é a altura em que está instalado o sistema de covariância de vórtices (12 m);

d é a altura de deslocamento do plano zero, calculado como $0,6 h$, em que “ h ” corresponde à altura média da vegetação, estimada em 4 m, definindo um “ d ” de 2,5 m;

u_* é a velocidade de fricção;

x é a distância do sistema de medição;

k é a constante de von Karman.

O *fetch*, ou alcance das medidas, será maior quanto maior for a altura de medida dos sensores, menor a rugosidade da superfície e mais estável estiver a atmosfera. Tipicamente há uma diferença dessa área de contribuição entre o dia e a noite, sendo menor durante o dia, devido à instabilidade atmosférica e maior à noite, com a diminuição da turbulência (e.g. Finn *et al.*, 1996).

Nos dados processados foram realizadas avaliações comparativas do curso diário médio das variáveis meteorológicas e os fluxos turbulentos obtidos. Também foi utilizada uma análise de regressão para calcular o fechamento do balanço de energia (como descrito na seção 2.3) de acordo com a seguinte forma:

$$H + LE \approx R_n - G \quad (5)$$

na qual H e LE são medidos pelo sistema de covariância, R_n é obtido pelo saldo radiômetro e G é medido a partir da placa de fluxo de calor instalada a 8 cm no solo. Não foi calculado nesse estudo o estoque de calor na biomassa (S) devido ao caráter esparso e de baixo porte do ecossistema de savana. Como indicador do ajuste linear simples, foi utilizado o coeficiente de determinação (R^2), que indica um melhor ajuste quanto mais se aproxima da unidade.

Além disso, a partição do fluxo de energia foi determinada através da razão entre cada componente do balanço de energia (H , LE e G) e o saldo de radiação (R_n), representando com esta medida a porcentagem de cada componente na utilização da energia líquida disponível no ambiente.

Devido à impossibilidade de medição do fluxo de calor na interface solo-atmosfera, é recomendado que a energia armazenada acima da placa de fluxo seja também levada em consideração, para assim obter uma estimativa do fluxo de calor presente à superfície do terreno (Couto, 2016). Para conhecer o fluxo de calor à superfície, foi utilizado o método da calorimetria, que é o mais utilizado na literatura e com boa recomendação perante outros métodos (Venegas *et al.*, 2013; Russel *et al.*, 2015), segundo o qual, para calcular o fluxo de calor no solo à superfície é necessário medir a taxa de armazenamento de energia na camada de solo acima da placa de fluxo, de acordo com a equação 6:

$$G_s = G_{8cm} + S \quad (6)$$

em que (G_s) é o fluxo de calor à superfície ($W m^{-2}$), (G_{8cm}) é o fluxo de calor à profundidade de 8 cm no solo, e (S) é a taxa de armazenamento de energia. Essa taxa de armazenamento pode obtida através do cálculo da variação de temperatura no solo (ΔT_s) em um intervalo de tempo (Δt), levando em conta a profundidade da camada acima da placa de fluxo (d) e a capacidade térmica do solo (C_s) de acordo com a equação 4 (Giambluca *et al.*, 2009; Oliveira, 2010):

$$S = \frac{\Delta T_s C_s d}{\Delta t} \quad (7)$$

A capacidade térmica do solo é um parâmetro que afeta a transferência ou fluxo de calor entre as camadas de solo e é obtida através do produto entre a densidade do solo (ρ) e o calor específico de minerais (C_d) e água (C_w) presentes no solo. Para este trabalho foi assumida uma capacidade térmica de $1,28 MJ m^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$, característica de solo arenoso seco (Shutteworth, 2012), como aplicado por Oliveira *et al.* (2006).

Como foram instalados sensores de temperatura em duas profundidades diferentes (em 2,5 e 6 cm de profundidade), o armazenamento de energia foi calculado para duas camadas (entre 0 e 2,5 cm e entre 2,5 e 6 cm), cuja soma retorna o valor da taxa de armazenamento de energia acima da placa de fluxo.

Além das variáveis diretamente obtidas pelos sensores instalados, foram calculadas a evapotranspiração ($kg m^{-2} s^{-1}$), dividindo-se o valor de LE pelo calor latente de vaporização (L , $J kg^{-1}$); a razão de Bowen, determinada pela razão entre os fluxos de calor sensível e os fluxos de calor latente; e o déficit de pressão de vapor (VPD - *Vapour Pressure Deficit*), um indicador do ponto de saturação do ar. O VPD é obtido a partir da diferença entre a pressão de vapor

saturado (e_s) e a pressão parcial de vapor (e_a) de acordo com as equações 8, 9 e 10, respectivamente (Alvarenga *et al.*, 2014):

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp \frac{17,3 \cdot t}{237,3 + t} \quad (8)$$

$$e_a = \frac{UR \cdot e_s}{100} \quad (9)$$

$$VPD = e_s - e_a \quad (10)$$

em que: (e_s) pressão de vapor saturado (kPa), (t) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), (e_a) é a pressão parcial de vapor (kPa) e (UR) é a umidade relativa do ar (%).

Para descrever a estrutura da turbulência, foram calculados alguns momentos estatísticos, incluindo as correlações entre temperatura e velocidade vertical do vento (r_{wT}) e entre as componentes horizontal e vertical do vento (r_{wu}). As equações 11 e 12 descrevem o cálculo de cada um dos momentos, respectivamente:

$$r_{wT} = \frac{\overline{w'T'}}{\sigma_w \sigma_T} \quad (11)$$

$$r_{wu} = \frac{\overline{w'u'}}{\sigma_w \sigma_u} \quad (12)$$

Ainda no intuito de caracterizar o escoamento do ar na interface floresta-atmosfera, foram calculadas funções de similaridade através da razão entre o desvio padrão da variável em análise e a escala turbulenta correspondente $\left(\frac{\sigma_n}{n^*}\right)$, em que n denota as variáveis analisadas nesse estudo. As escalas turbulentas de cada uma (n^*) foram obtidas através da razão entre a covariância do escalar em análise e a velocidade de fricção, conforme equação abaixo:

$$n^* = \frac{\overline{w'n'}}{u^*}$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. AVALIAÇÃO DOS DADOS

No sítio experimental de savana, foi utilizado o período de dados entre os dias 267 e 330 (24 de setembro a 26 de novembro de 2018), período correspondente à parte da estação seca na região. Dentro desse período, foram excluídos da análise os dias 270, 274, 277 por apresentarem falhas na aquisição de dados, os dias 309 e 310 devido a mau funcionamento dos sensores, e o dia 317 por apresentar falha de processamento para obtenção dos fluxos de energia, que juntos equivaleram a 9% do período de dados. Dessa forma, foram totalizados 58 dias de dados válidos para o cálculo do balanço de energia, fluxo de CO₂ e caracterização da estrutura da turbulência no local.

3.2. FETCH

O modelo proposto por Schuepp *et al.*, (1990) é indicado para condições de neutralidade atmosférica, em que o parâmetro z/L é igual a zero. Dessa forma, foram filtrados os dados para atender essa condição. Como esperado, a análise do fetch mostrou uma grande diferença entre os comportamentos diurno e noturno.

Durante o dia, a maior parte das contribuições originaram-se de uma distância média de 500 m da torre (80% das contribuições). No entanto, as medidas noturnas tiveram contribuições de aproximadamente 1 km de distância do sistema de medição. Nesse raio de cobertura, no entanto, a superfície ao redor do sítio de observação não é uniforme, o que pode distorcer o comportamento dos fluxos de energia e massa. A Figura 12 mostra a heterogeneidade do terreno em um raio de 500 metros ao redor da torre de observação.

Os valores calculados pelo modelo de Schuepp *et al.* (1990) são similares aos obtidos em outros sítios de savana (Miranda *et al.*, 1997; Veenendaal, Kolle e Lloyd, 2004; Giambelluca *et al.*, 2009; Cabral *et al.*, 2015) em condições experimentais semelhantes.



Figura 12. Mosaico de superfícies em um raio de 500 m ao redor da torre.

3.3 CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA

Durante o período de dados coletados na estação seca de 2018, foram medidos níveis muito baixos de precipitação, em que o total acumulado no período foi de 6 mm. Em escala horária, a maior quantidade de chuva, de 3,4 mm, ocorreu às 17 h (Figura 13). Apenas 6 dias apresentaram algum registro de chuva, o equivalente a cerca de 10% do período.

Nessa época do ano a ZCIT situa-se sobre o oceano Atlântico Norte, diminuindo a nebulosidade nas porções nordeste e leste da região Norte do Brasil. Apesar disso, os totais observados estiveram abaixo do esperado para essa época do ano. Nos meses secos de outubro e novembro, são esperados um total acumulado de cerca de 130 mm, conforme a climatologia da região (vide Anexo). Os principais eventos de chuva ocorreram nos dias 289 e 321, com 3,7 mm e 1,7 mm respectivamente (Figura 13).

A média diária da temperatura do ar foi de 29 °C no período, com valores máximos médios variando entre 30 e 35 °C enquanto a mínima variou entre 25 e 27 °C. Nas médias diárias observa-se menores temperaturas coincidindo com eventos de chuva nos dias 289 e 309 (Figura 13). Durante o dia, a média de temperatura foi de 31 °C, enquanto à noite observou-se temperaturas da ordem de 28 °C (Figura 14).

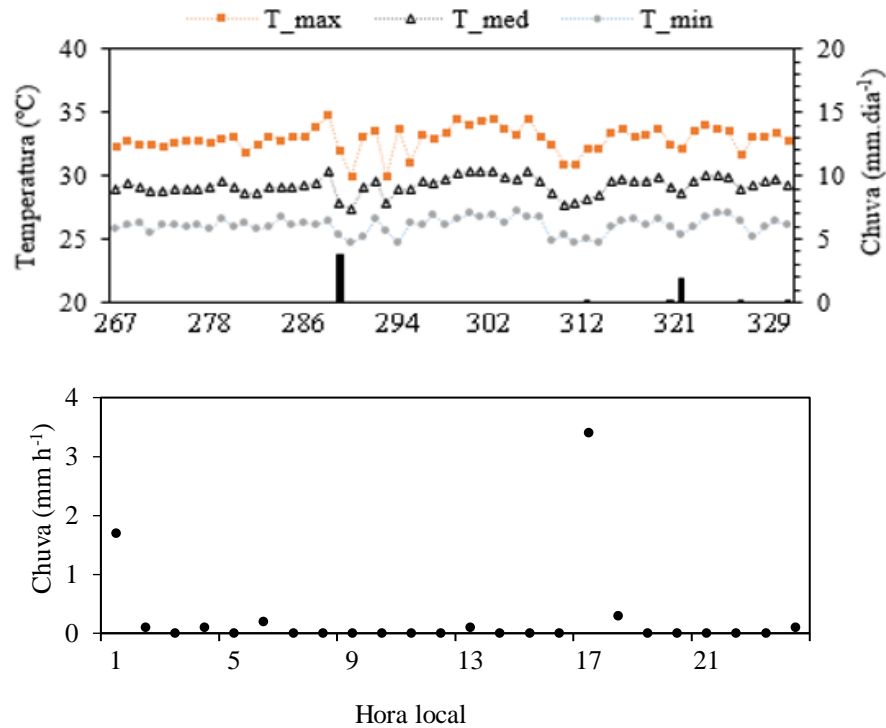


Figura 13. (a) Totais diários de precipitação (barras pretas) e médias diárias das temperaturas média, máxima e mínima do ar em sítio experimental de savana, Santarém PA e (b) médias horárias da precipitação, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.

No ciclo diário, a temperatura do ar atingiu valor mínimo de 26 °C às 7 horas e valor máximo de 33°C às 16 horas, configurando uma amplitude térmica média de 7 °C. Medidas a 5 m e a 12 m de altura apresentaram temperatura média similar, demonstrando uniformidade da temperatura ao longo de um perfil vertical em ecossistema de savana.

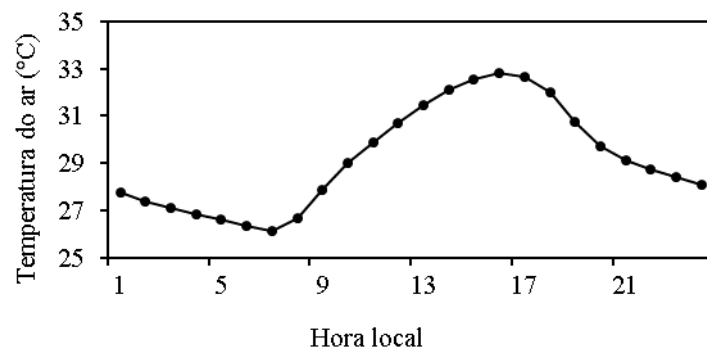


Figura 14. Ciclo diário da temperatura do ar em sítio experimental de savana, Santarém PA, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.

A Figura 15 apresenta a variação da umidade relativa do ar para o período, considerando as escalas diária (a) e horária (b). A média diária da umidade relativa foi de 66% para o período de dados, com mínimo registrado de 56% e máximo de 77% ocorrendo nos dias com ocorrência de chuva. Em escala horária, a umidade relativa mínima observada foi de 47% às 16 horas e a máxima foi de 80% no início da manhã. De acordo com a climatologia, a umidade média é de cerca de 82% para os meses de outubro e novembro, o que também identifica o ano de 2018 como um ano mais seco que a média histórica.

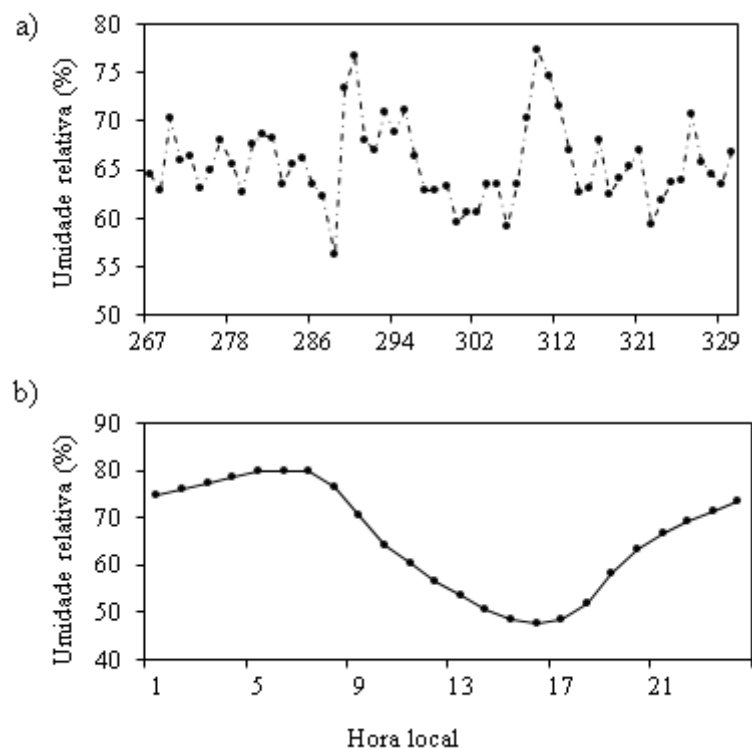


Figura 15. Umidade relativa do ar em escala diária (a) e horária (b), em sítio experimental de savana, Santarém PA, no período de 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.

A Figura 16a apresenta a variação diária do déficit de pressão de vapor (VPD), que indica a quantidade de vapor d'água necessária para atingir a saturação. Observa-se que a variação do VPD acompanhou as mudanças de temperatura e umidade com eventos isolados de chuva, apresentando média diária de 1,5 kPa, valores inferiores aos encontrados na reserva de savana Pé de Gigante, no sudeste do Brasil, os quais foram da ordem de 3 kPa na estação seca (Cabral *et al.*, 2015). Em escala horária, os maiores valores foram encontrados durante o final de tarde, período correspondente às maiores temperaturas e maior déficit de umidade (Figura 16b).

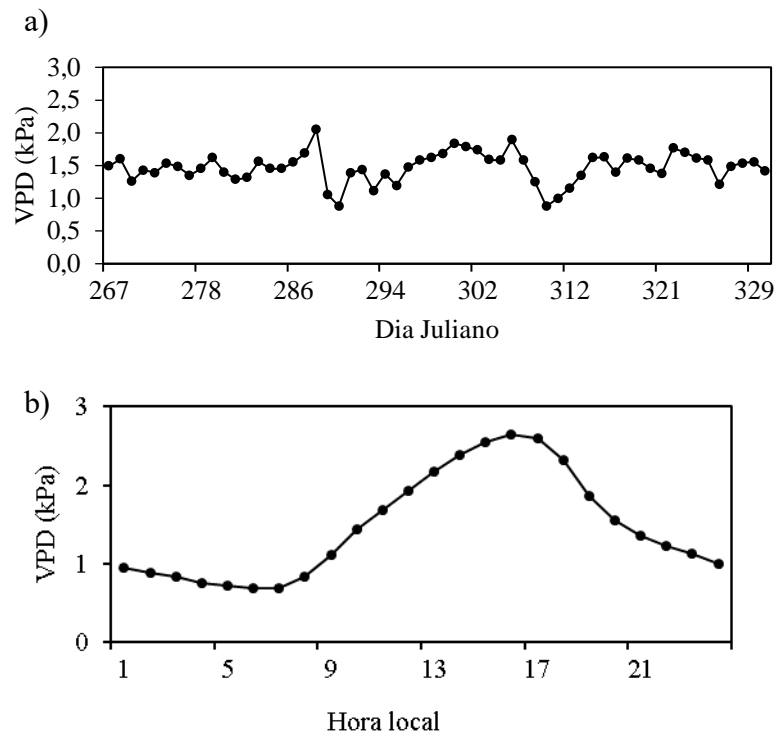


Figura 16. Déficit de pressão de vapor médio em sítio experimental de savana em escala diária (a) e horária (b), Santarém PA, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.

Com relação à variação da umidade específica, que busca quantificar a massa de vapor d'água presente no ar, observou-se uma média diária para o período de 16 g kg^{-1} , com uma média noturna de $16,9 \text{ g kg}^{-1}$ e uma média diurna de $15,6 \text{ g kg}^{-1}$ (Figura 17a). Esses valores podem ser um indicativo de advecção noturna de vapor d'água. A diminuição durante o dia pode ser explicada pela mistura de ar mais seco que vem da parte superior da camada limite. Mesmo tendo uma evapotranspiração relativamente alta, a concentração de vapor de água diminui. Na escala horária, foi verificado o menor valor no final da tarde, da ordem de 15 g kg^{-1} (Figuras 17b).

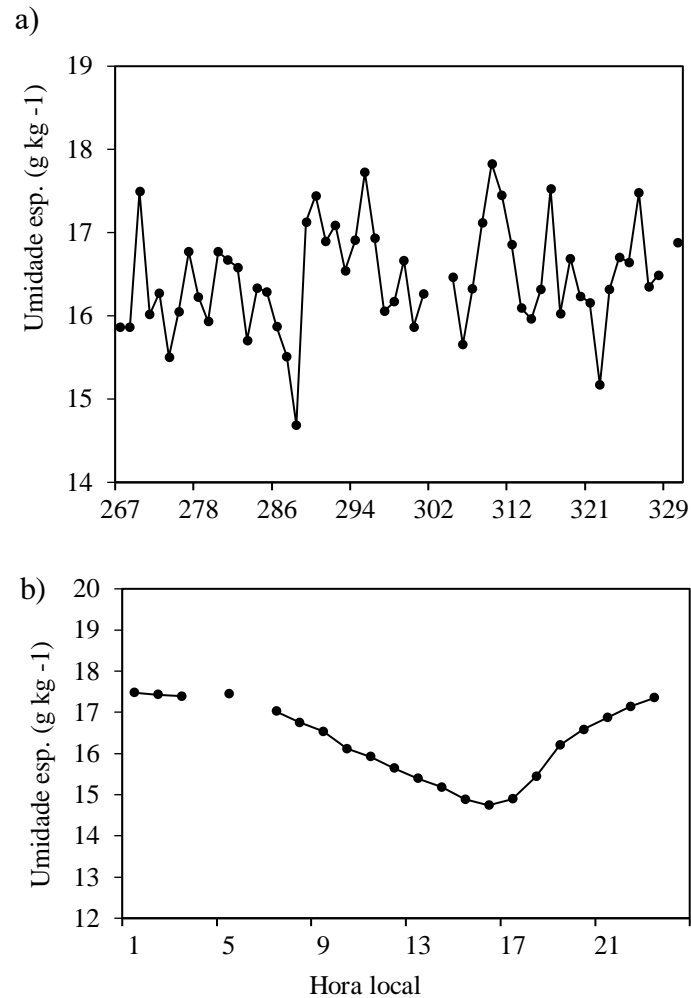


Figura 17. Umidade específica média em sítio experimental de savana em escala diária (a) e horária (b), Santarém PA, no período 24 de setembro a 26 de novembro de 2018.

Utilizando médias horárias da velocidade e direção do vento a 12 m de altura, foram observados dois padrões distintos de circulação na região, com predominância de ventos de leste (ventos alíseos) em aproximadamente 51% do período e ventos de oeste ocorrendo em 43% do tempo, conforme descrito na Tabela 2. Nesse caso os ventos de oeste são caracterizados como referentes à brisa do rio Tapajós (Tapajós *et al.*, 2016). A maior parte da velocidade do vento variou entre 1 e 3 m/s, tanto para os ventos de leste como de oeste.

Tabela 2. Descrição da velocidade e direção do vento para o padrão diário

Direção	Vel. (m/s)	Total (%)	0 a 1 (%)	1 a 2 (%)	2 a 3 (%)	3 a 4 (%)	4 a 5 (%)
Norte (N)	1,6	1,6	0,4	0,4	0,6	--	--
Nordeste (NE)	1,8	2,2	0,4	0,9	0,6	0,2	--
Leste (L)	2,7	50,8	1,2	12,5	15,3	12,7	4,7
Sudeste (SE)	1,0	0,2	0,1	0,1	--	--	--
Sul (S)	0,9	1,0	0,7	0,3	0,1	--	--
Sudoeste (SO)	1,1	1,4	0,8	0,3	0,1	0,1	--
Oeste (O)	2,3	42,8	2,1	18,4	9,8	7,0	1,7
Noroeste (NO)	--	--	--	--	--	--	--
Total	2,4	100	5,8	33,0	26,4	19,9	6,3

Em seguida, as Tabelas 3 e 4 descrevem a velocidade e direção do vento durante o dia e a noite, respectivamente. Durante o dia observa-se uma preponderância de ventos de leste (61%) e menor incidência de ventos de oeste (32%), enquanto à noite esse padrão inverte-se, com a maior parte dos ventos provenientes da direção oeste (52%) e menor incidência da direção leste (42%). Observou-se maiores valores de velocidade durante o dia, com maior ocorrência entre 3 e 4 m/s, e à noite as velocidades encontraram-se, em sua maioria, entre 1 e 2 m/s.

Tabela 3. Descrição da velocidade e direção do vento durante o dia

Direção	Velocidade (m.s⁻¹)	Total (%)	0 a 1 (%)	1 a 2 (%)	2 a 3 (%)	3 a 4 (%)	4 a 5 (%)
N	2,1	2,2	--	0,6	1,4	--	--
NE	2,2	2,8	--	1,3	0,9	0,5	--
L	3,3	61,3	0,3	2,8	14,9	26,6	10,2
SE	1,3	0,3	--	0,3	--	--	--
S	1,7	0,5	--	0,3	0,2	--	--
SO	1,6	0,8	0,5	--	0,2	0,2	--
O	3,2	32,1	0,2	3,0	7,5	15,0	3,6
NO	--	--	--	--	--	--	--
Total	3,2	100	0,9	8,3	25,1	42,3	13,8

Tabela 4. Descrição da velocidade e direção do vento durante a noite

Direção	Velocidade (m.s⁻¹)	Total (%)	0 a 1 (%)	1 a 2 (%)	2 a 3 (%)	3 a 4 (%)	4 a 5 (%)
N	0,8	0,9	0,8	0,0	--	--	--
NE	1,2	1,7	0,0	0,7	0,3	--	--
L	2,0	41,8	2,0	20,8	15,6	0,8	--
SE	0,4	0,1	0,1	--	--	--	--
S	0,7	1,6	1,3	0,3	--	--	--
SO	1,0	1,9	1,1	0,5	--	--	--
O	1,8	51,9	3,7	31,6	11,7	0,1	--
NO	--	--	--	--	--	--	--
Total	1,8	100	9,1	53,8	27,6	0,9	0,0

Em seguida são apresentados os fluxos de energia e CO₂ sobre a área experimental.

3.4. FLUXOS DE ENERGIA

3.4.1. Fechamento do balanço de energia

Para a região estudada, os dados mostraram um fechamento do balanço incompleto, em que a soma dos fluxos de calor latente e sensível representou, em geral, 92% do saldo de radiação ($r^2 = 0,94$), como mostrado na Figura 18. Os valores representam médias horárias ($n = 1.382$) incluindo as médias diurnas e noturnas.

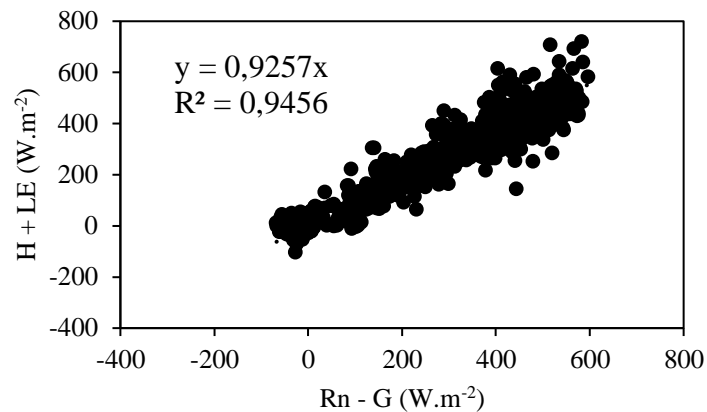


Figura 18. Regressão linear entre os fluxos turbulentos ($H + LE$) e a energia disponível no ambiente ($Rn - G$) em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

O fechamento obtido concorda com as estimativas obtidas em outros estudos, com resultados acima de 70% em ecossistemas de savana, floresta e caatinga (Aguiar, 2005; Oliveira *et al.*, 2006; Giambelluca *et al.*, 2009; Andrade *et al.*, 2009; Cabral *et al.*, 2015). Estudo realizado por Mcgloin *et al.* (2018) mostrou que o fechamento, em vários ecossistemas, com diferentes tipos de terrenos e condições meteorológicas, variou entre cerca de 70 e 80%.

O armazenamento de energia no solo (S) é uma componente significativa no balanço de energia (Shuttleworth, 2012). Conforme método descrito na seção 2.3, esse termo foi calculado, porém foi desconsiderado, devido à superestimativa do fechamento observada quando da sua inclusão. Uma razão para tal pode ser devido ao local do terreno escolhido para inserção das placas de fluxo e dos termopares, que corresponde a um trecho de solo exposto próximo à torre, destoante do restante da cobertura do terreno. Neste local, a maior exposição à luz solar armazenaria mais calor que os demais locais, caracterizados por possuir algum tipo de cobertura, seja diretamente por uma vegetação rasteira/arbustiva, seja indiretamente pelas copas das árvores, o que implicaria em menor exposição à luz solar, e como consequência menor armazenamento de calor.

Outrossim, o armazenamento de energia no solo pode não ser considerada uma medida que impacte de forma significativa o fechamento do balanço de energia, com incrementos no mesmo da ordem de 3 a 4%, conforme reportam Li *et al.* (2014) em estudo realizado em ecossistemas áridos e semiáridos. Dessa forma os autores também destacam que outros fatores devem contribuir para o não-fechamento de balanços de energia nesses ecossistemas mais secos, já que a inserção do termo não melhorou de forma significativa o fechamento do balanço.

Razões para a falta de fechamento do balanço já foram propostas (Leuning *et al.*, 2012) incluindo a diferença de representatividade das medidas do saldo radiômetro e do sistema de

covariância; erros no cálculo da energia armazenada no solo e vegetação; advecção em terrenos complexos; ocorrências de circulações locais induzidas por diferentes coberturas da superfície (von Randow *et al.*, 2004); intervalos de integração utilizados e sistema de coordenadas escolhido.

Na savana, corroborando para o fechamento incompleto, pode-se considerar a falta de homogeneidade do terreno local, o qual é composto por diferentes coberturas de superfície adjacentes uma à outra, como áreas de floresta, savana, campos desmatados e locais de ocupação humana, as quais podem gerar circulações locais, devido às mudanças abruptas em parâmetros de superfície como a rugosidade aerodinâmica, a temperatura de superfície e a umidade do solo (Mauder *et al.*, 2007). Assim como pelo caráter não-plano do relevo, o qual gera condições para advecção horizontal. No entanto, Mcgloin *et al.* (2018) mostraram que não há ainda consenso científico sobre o quanto os terrenos planos ofereçam melhores condições de fechamento do que os terrenos complexos, e que estudar os ventos e o processo de advecção em terrenos complexos é uma lacuna ainda a ser preenchida na meteorologia.

Os mesmos autores mostraram que alterações no pós-processamento, incluindo a escolha do método de rotação de coordenadas (e.g método planar fit ou rotação dupla), assim como incrementar o período de amostragem de 30 minutos para 1 hora, não acarretaram numa melhora significativa no fechamento do balanço de energia.

3.4.2. Ciclo diário dos fluxos de energia

Na Figura 19 observa-se o ciclo diário médio das componentes do balanço de energia, calculado a partir de médias horárias. O saldo de radiação (R_n) apresentou média diária de 125 W.m^{-2} , com média mínima de -42 W.m^{-2} durante à noite e máxima de 543 W.m^{-2} por volta das 13 horas. O fluxo de calor latente (LE), por sua vez, apresentou média diária de 59 W.m^{-2} , com valor mínimo de $-0,5 \text{ W.m}^{-2}$ à noite e máximo diário médio de 169 W.m^{-2} às 12 horas. O fluxo de calor sensível (H) apresentou média diária de 69 W.m^{-2} , cuja média horária variou entre -22 e 296 W.m^{-2} , com valores negativos no período da noite. Por fim, o fluxo de calor no solo (G) apresentou média diária de 4 W.m^{-2} , com mínimo de -21 W.m^{-2} durante o início da manhã e máximo de 56 W.m^{-2} às 15 horas (Figura 18 e Tabela 5).

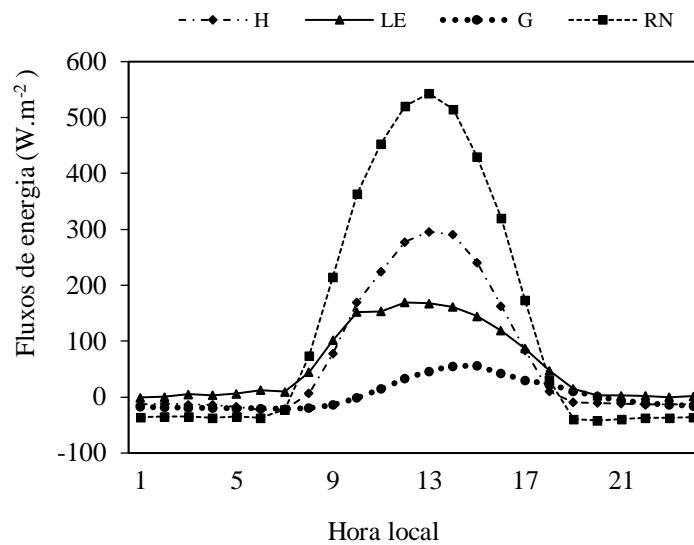


Figura 19. Ciclo diário médio das componentes do balanço de energia em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

O comportamento médio observado está de acordo com o balanço de energia observado em geral sobre superfícies terrestres. Neste o fluxo radiativo, ao interagir com a superfície, promove seu aquecimento, cujo excesso de energia é removido principalmente através dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente (H e LE) e, em menor parte, pela condução da energia para o interior das camadas do solo (G) (STULL, 1988).

Dentre estes, observou-se preponderância dos processos de aquecimento de ar do que de evaporação na transferência de energia, típico de vegetações mais secas e esparsas. Esses valores médios se assemelham aos observados por Kabat *et al.* (1997) em uma savana na Nigéria.

A partir do fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) calcula-se a Razão de Bowen, dada pela fração (H/LE). Quanto maior esse número, mais seca será a superfície, pois a maior parte da energia é utilizada para aquecer o ar, enquanto que em ambientes mais úmidos a maior parte da energia é liberada do ambiente na forma de evaporação (Stull, 1988). No caso da savana em estudo, a Razão de Bowen para a estação seca de 2018 teve um valor médio de 1,4 durante o período diurno (08 às 17 h), conforme Figura 20. Em uma área de cerrado no Brasil central, Cabral *et al.* (2015) obtiveram uma razão de 2,0 durante a estação seca, enquanto que Veenendaal, Kolle e Lloyd (2004) calcularam razões máximas de 4 e 5 em dias de máxima insolação para uma savana semiárida. Ambientes mais úmidos, como florestas, possuem uma razão de Bowen baixa, da ordem de 0,2 durante a estação chuvosa os quais aumentam para médias entre 0,3 e 0,4 na estação seca (Gerken *et al.*, 2018).

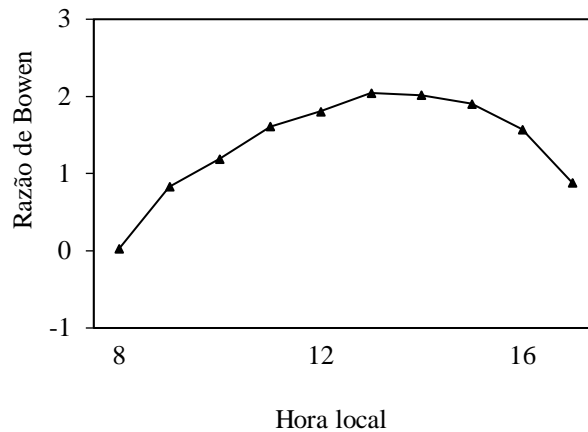


Figura 20. Ciclo diário médio da Razão de Bowen, durante o período diurno, em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

A Tabela 5 apresenta as médias horárias de cada componente do balanço de energia, em escalas diurna, noturna e diária, assim como a fração evaporativa (LE/Rn) e a razão H/Rn para o ecossistema de savana.

Tabela 5. Médias horárias de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G) e partição da energia (LE/Rn e H/Rn) para o sítio de savana (dados dos meses de outubro e novembro de 2018).

Período	Rn (W.m ⁻²)	H (W.m ⁻²)	LE (W.m ⁻²)	G (W.m ⁻²)	LE/Rn	H/Rn
Diurno	360,5	182,8	130,0	24,4	0,36	0,51
Noturno	-31,1	-12,4	7,7	-10,5		
Diária	125,5	69,0	58,7	4,0		

Miranda *et al.*, (1997) observaram que os valores de LE foram muito inferiores aos valores de H durante a estação seca, diferente do observado nessa savana, em que o LE médio diário foi bastante próximo dos valores médios de H. Além disso, o baixo déficit de saturação médio (VPD) observado (1,5 kPa) durante o período de dados pode evidenciar uma maior evapotranspiração nessa savana, em decorrência da maior quantidade de chuva durante a estação úmida, que proporciona maior acúmulo de umidade no solo para a estação seca subsequente, ao contrário de outras savanas localizadas nas porções centro e sudeste do país (Miranda *et al.*, 1997; Cabral *et al.*, 2015), nas quais o índice pluviométrico anual é menor.

Também deve-se levar em conta a influência da floresta localizada ao redor e no interior da savana, assim como do rio Tapajós.

A partição diurna de energia na savana foi representada pela preponderância do aquecimento do ar (H) utilizando cerca de 51% da energia disponível (Rn), enquanto LE correspondeu a 36% de Rn. Já com relação à evapotranspiração média, na savana esta foi de $2,0 \text{ mm d}^{-1}$, semelhante ao observado no cerrado do Brasil central o qual variou entre 1,7 e $1,8 \text{ mm d}^{-1}$ nos meses mais secos (Giambelluca *et al.*, 2009).

A evolução da partição da energia ao longo de todo o período de dados (Figura 21) mostra uma tendência de aumento da fração de calor sensível e uma diminuição da fração de calor latente, em que a série de dados foi suavizada através de média móvel. Isso pode ser explicado pelo avanço da estação seca, o que diminui a reserva de água no solo e gera maior aquecimento da superfície.

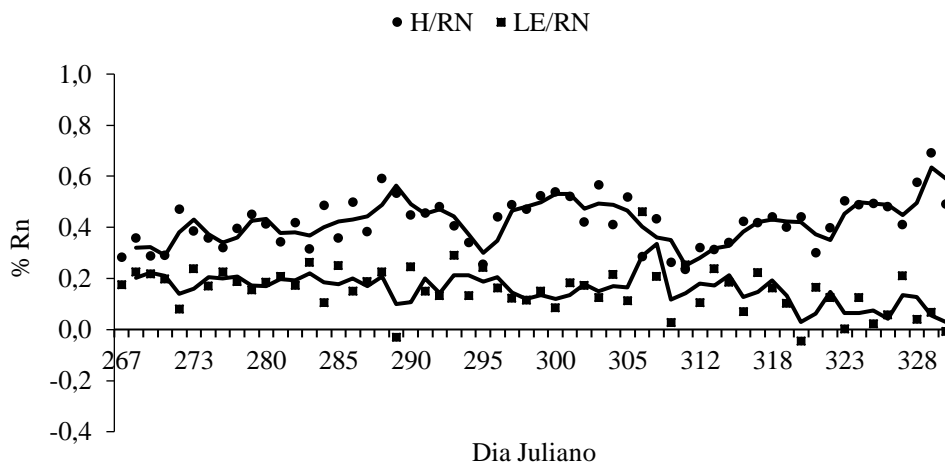


Figura 21. Variação diária da partição de energia em sítio experimental de savana, Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

3.5. FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO

A Figura 22 apresenta o padrão horário médio do fluxo de CO_2 observado durante a estação seca em ecossistema de savana. Observa-se que o curso diário apresenta o padrão típico de áreas vegetadas, com fluxos negativos durante o dia, devido à predominância do processo de fotossíntese sobre o processo de respiração, e fluxos positivos durante a noite, devido à ocorrência apenas do processo de respiração (von Randow *et al.*, 2004).

O fluxo médio de gás carbônico à noite foi de $2,4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, apresentando valores máximos de emissão próximo ao nascer do sol, da ordem de $4,6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Estes valores são

similares aos observados em outros ecossistemas de savana (Miranda *et al.*, 1997; Veenendaal, Kolle e Lloyd, 2004), e inferiores ao observado em uma região de floresta primária, que apresenta valores superiores de emissão nas primeiras horas da manhã, da ordem de $10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Aguiar, 2005; Manzi *et al.*, 2012).

Durante o decurso do dia, o aumento na absorção de carbono continuou até atingir o pico de $-8,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ às 10 horas, diminuindo durante à tarde. Esse valor é superior ao observado no cerrado do Brasil central ($-4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e em uma savana semiárida no Sul da África ($-3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (Miranda *et al.*, 1997; Veenendaal, Kolle e Lloyd, 2004). Da mesma forma, a savana apresentou menores valores de absorção em relação a um ecossistema de floresta tropical, a qual apresenta picos de absorção da ordem de $-20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Aguiar, 2005).

Dessa forma, os fluxos de CO_2 encontrados na savana são inferiores aos reportados em ecossistemas florestais na Amazônia (von Randow *et al.*, 2004), o que indica menor atividade fotossintética na savana do que nesses ecossistemas.

A maior emissão observada no início da manhã remete a um armazenamento de carbono durante à noite, a depender da intensidade dos ventos nesse período. Em noites com vento mais fraco, a baixa turbulência observada faz com que parte do CO_2 produzido fique armazenado abaixo do nível de medida na torre. Esse armazenamento não é captado pelo sistema de covariância de vórtices, sendo transportado para a atmosfera com o início da formação da camada limite convectiva, o chamado “efeito de ventilação” (Grace *et al.*, 1995; Bjarkegren *et al.*, 2015). Já em noites com ventos mais fortes, o armazenamento de carbono abaixo do sistema de medida é baixo, devido à grande mistura proporcionada pelo movimento do ar, aumento o acoplamento do ecossistema com a atmosfera (Grace *et al.*, 1995).

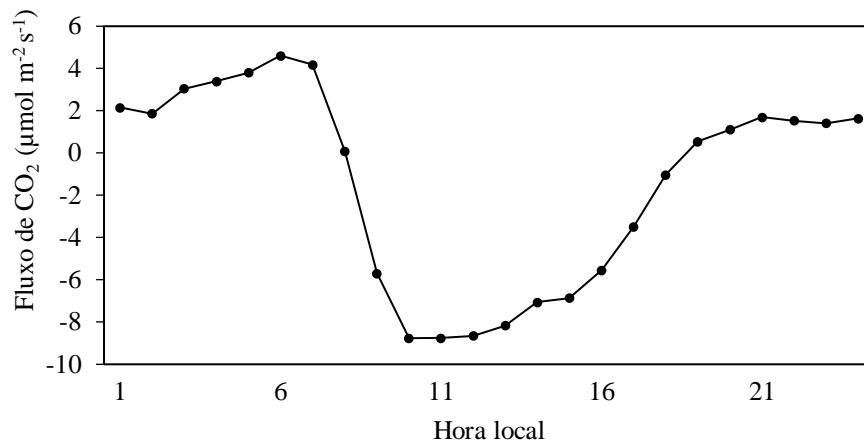


Figura 22. Padrão horário do fluxo de CO₂ durante a estação seca em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

No entanto, uma parte desse carbono pode drenar para partes mais baixas do terreno e ser transportada para a atmosfera no dia seguinte sem ser amostrada pelo sistema de medida (McHugh *et al.*, 2017). Dessa forma, medidas dos termos de armazenamento e advecção tornam-se necessárias para um entendimento mais preciso das trocas de carbono entre biosfera e atmosfera (Tota, 2009). Ainda assim, em ecossistemas de vegetação mais esparsa e de menor porte, como a savana, o armazenamento de CO₂ no dossel é pequeno quando comparado ao ecossistema de floresta (Miranda *et al.*, 1997; Veenendaal, Kolle e Lloyd, 2004). O termo de armazenamento calculado nos perfis de CO₂ por Miranda *et al.*, (1997) foi sempre menor que $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, enquanto na floresta atinge valores superiores a $10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Com relação à variabilidade diária no período, o fluxo de CO₂ médio diário foi da ordem de $-1,4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figura 23). O maior valor observado no dia 289 refere-se ao episódio de chuva, liberando o carbono em forma de gás que ficou retido no solo.

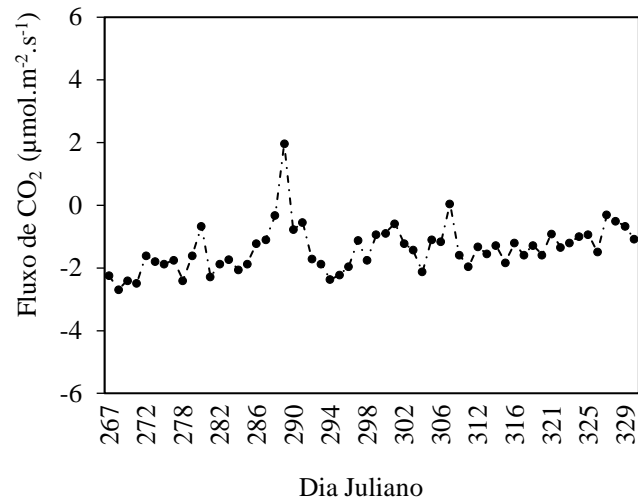


Figura 23. Médias diárias do fluxo de CO₂ medido durante estação seca em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

3.6. ESTRUTURA DA TURBULÊNCIA

Nas Figuras 24a e 24b são mostrados os valores dos desvios padrão das velocidades vertical (σ_w) e horizontal (σ_u) do vento, normalizados pela velocidade de fricção (u_*), no decorrer do dia. Os desvios-padrão são uma medida de dispersão de um conjunto de dados em relação à média, e que nesse caso indicam a intensidade da turbulência (STULL, 1988). A velocidade de fricção, por sua vez, é um parâmetro da superfície que representa a escala característica de velocidade na camada limite superficial.

Através dos valores de $\frac{\sigma_w}{u_*}$ e $\frac{\sigma_u}{u_*}$, é possível inferir se o escoamento apresenta características de uma subcamada inercial ou de uma subcamada rugosa, no âmbito da camada limite superficial (Raupach *et al.*, 1996). Vale ressaltar que na subcamada inercial os fluxos verticais acima do dossel são constantes com a altura, na qual aplica-se a teoria da similaridade, segundo a qual os vórtices na camada inercial teriam atributos universais, já que não geram ou dissipam energia cinética turbulenta (Raupach, 1981).

Durante o período diurno, os valores de $\frac{\sigma_w}{u_*}$ e $\frac{\sigma_u}{u_*}$ oscilaram em torno de 1,5 e 2,5, respectivamente, o que indica que o escoamento assumiu as propriedades de uma subcamada inercial na altura do sistema de medição, levando em consideração a família de valores típicos apresentados por Raupach *et al.* (1996). À noite, os altos valores observados de $\frac{\sigma_w}{u_*}$ e $\frac{\sigma_u}{u_*}$ também se encontram mais próximos aos valores característicos da subcamada inercial. Porém, o escoamento na savana diverge das funções universais propostas por Monin e Obukhov, como

será melhor detalhado à frente, o que invalida a teoria da similaridade para a atmosfera na savana.

Em seguida são apresentados os coeficientes de correlação r_{wu} e r_{wT} , os quais indicam a eficiência da turbulência na transferência de momentum ou calor, respectivamente. O coeficiente de correlação é calculado a partir da covariância entre duas variáveis, normalizada por seus respectivos desvios-padrão, assumindo valores entre -1 e 1 (STULL, 1988).

Em relação ao coeficiente associado ao fluxo de momentum r_{wu} , representado pela correlação entre as componentes vertical e horizontal do vento, é apresentado na Figura 24c o ciclo diário de r_{wu} , para todo o período de dados. Esse coeficiente é utilizado como parâmetro para medir a taxa de absorção do fluxo de momentum da atmosfera pela floresta (Hogstrom, 1990), segundo o qual baixos valores indicam que pouca energia cinética turbulenta está sendo convertida em fluxo de momentum, enquanto que valores superiores indicam que a energia cinética turbulenta é transformada em momentum de forma mais eficiente (Hogstrom, 1990).

O valor médio horário do coeficiente r_{wu} foi de -0,23, configurando um valor baixo (menor que 0,3), o que indica a presença de turbulência inativa, a qual não contribui para o fluxo de momentum (Hogstrom, 1990). Dito de outra forma, os elementos de rugosidade na savana são menos eficientes em absorver momentum do escoamento turbulento acima. No decorrer do dia, observa-se uma diminuição em módulo do valor de r_{wu} , um indicativo da preponderância da turbulência mecânica na geração de energia cinética turbulenta, ao invés da turbulência térmica (Dias-Júnior, 2008).

Em um estudo comparativo realizado sobre um ecossistema de floresta (Caxiuanã - Pará) e pastagem (Fazenda Nossa Senhora – Rondônia), Dias Júnior (2008) observou valores superiores em floresta (0,35) e pastagem (0,30) comparativamente à savana, mostrando que na savana a energia cinética turbulenta está sendo muito menos aproveitada para conversão em fluxo de momentum do que em floresta e pastagem.

A Figura 24d apresenta o ciclo diário do coeficiente de correlação associado ao fluxo de calor sensível r_{wT} para todo o período de dados, o qual correlaciona a temperatura e a velocidade vertical do vento. Os valores de r_{wT} também são indicadores da eficiência de transformação da energia cinética turbulenta em fluxo de calor sensível, ou na transferência de calor através da turbulência, em que valores baixos indicam baixa eficiência de transporte, enquanto valores altos indicam alta eficiência (Dias-Júnior, 2008). A partir da análise da figura observou-se um padrão bem definido para as escalas diurna e noturna, com valores aproximadamente constantes durante essas escalas, com maiores variações ocorrendo nos

horários de transição no início e final do dia. Durante o período diurno o coeficiente de correlação médio r_{wT} foi de aproximadamente 0,20. Já à noite esse valor foi em torno de -0,10.

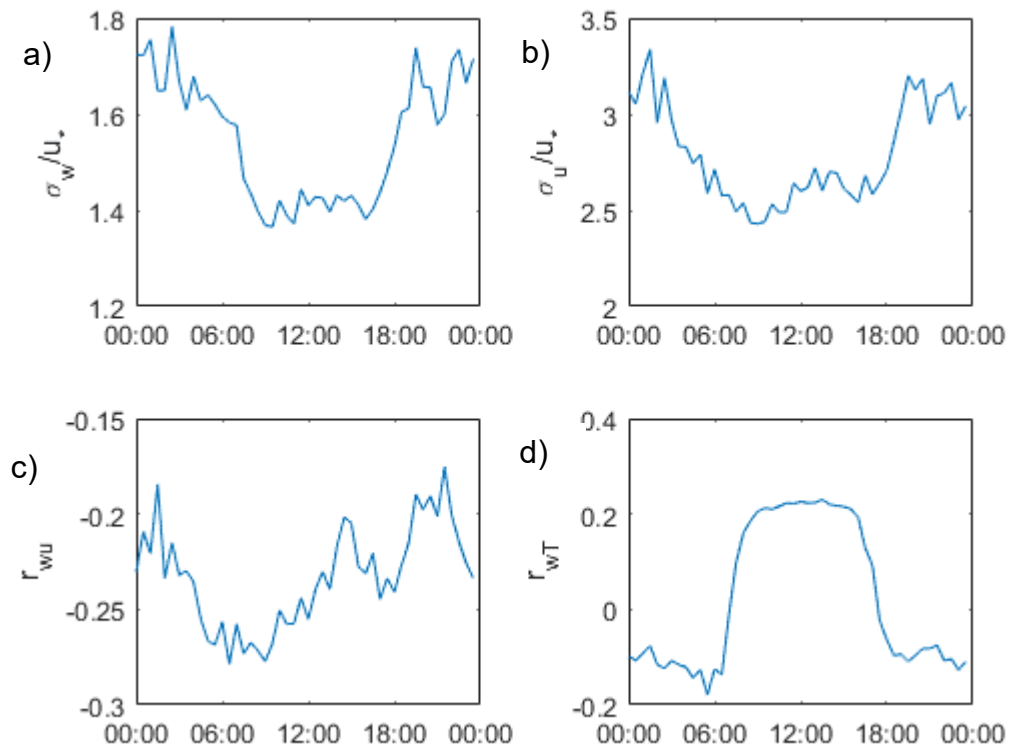


Figura 24. Ciclos diários dos desvios padrão de velocidade vertical σ_w (a) e horizontal σ_u (b) do vento normalizados pela velocidade de fricção (u^*), coeficiente de correlação r_{wu} (c) e do coeficiente de correlação r_{wT} (d) em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018.

Na comparação com floresta e pastagem, Dias Júnior (2008) observou valores médios do coeficiente r_{wT} para a floresta de 0,45 e 0,40, durante os períodos diurno e noturno respectivamente. Já para a pastagem, o coeficiente r_{wT} durante o dia apresentou um valor de cerca de 0,50 enquanto à noite foi de 0,25, como destacado na Tabela 6.

Tabela 6. Valores médios do coeficiente de correlação r_{wT} sobre diferentes tipos de coberturas naturais na Amazônia

Ecossistema	Diurno	Noturno	Estudo
Floresta	0,45	0,40	Dias Júnior (2008)
Pastagem	0,50	0,25	Dias Júnior (2008)
Savana	0,20	0,10	Esse estudo

Em todos os ecossistemas, observou-se que o valor de r_{wT} foi menor à noite comparativamente ao período diurno, resultante da maior estabilidade comumente observada no período noturno (Dias-Júnior, 2008). Tanto no período diurno quanto no período noturno a savana apresentou menores valores de r_{wT} , tanto em relação à floresta quanto à pastagem. Menores valores de r_{wT} indicam uma menor eficiência da transferência de calor através da turbulência e, dessa forma, uma maior ocorrência de fenômenos não turbulentos responsáveis por esse transporte (Dias-Júnior, 2008).

A partir da tabela também se nota uma maior variação no comportamento do coeficiente r_{wT} na savana entre o dia e a noite, em relação à floresta, mas com menor variação em relação à pastagem, que apresentou maior variabilidade entre as escalas diurna e noturna. Na savana observou-se um comportamento mais uniforme entre o dia e a noite, como observado em floresta, porém de menor magnitude.

As funções universais de Monin e Obukhov foram propostas para levar em conta o efeito da estabilidade no transporte da camada limite superficial. Segundo a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) os gradientes de velocidade e escalares, variâncias e covariâncias em um escoamento turbulento e estacionário, sobre uma superfície horizontalmente homogênea, são universais quando normalizadas pelos parâmetros de escala adequados (Williams *et al.*, 2007). Ao se conhecer o efeito da estabilidade atmosférica nessas estatísticas de escoamento normalizadas, é possível estimar as trocas de superfície conhecendo apenas a condição de estabilidade da atmosfera, a qual pode ser determinada sem necessariamente requerer o uso de instrumentos de resposta rápida (Stull, 1988).

Na figura 25 são apresentados os desvios padrão adimensionais ou funções de similaridade da velocidade vertical do vento, temperatura, umidade e CO₂ em função do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov (ζ), para condições instáveis (isto é, essencialmente diurnas). Essa figura tem como objetivo observar a concordância entre os desvios padrões normalizados dos escalares medidos e as previsões universais propostas pela teoria de Monin-Obukhov, assim como a concordância entre desvios padrão normalizados de diferentes escalares (temperatura, vapor d'água e CO₂) a fim de verificar a similaridade ou dissimilaridade escalar.

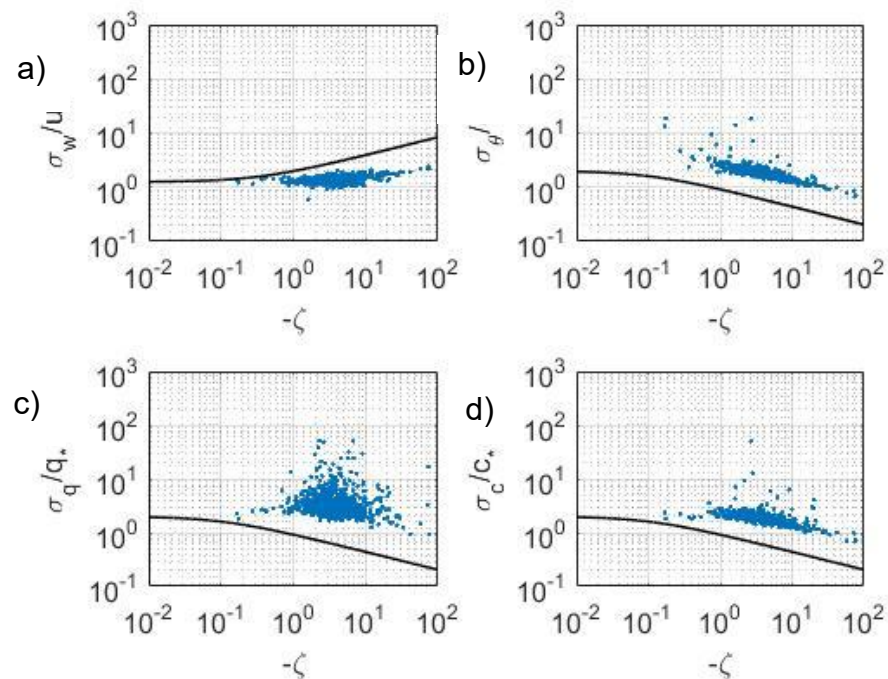


Figura 25. Desvios padrão adimensionais para a velocidade vertical (a), temperatura (b), vapor de água (c) e CO_2 (d) em condições instáveis, em sítio experimental de savana em Santarém, PA, no período de setembro a novembro de 2018. A linha sólida indica a função de similaridade.

Pela figura, observa-se de maneira geral um comportamento não universal de todas as variáveis, através da diferença entre as estatísticas medidas e os valores propostos para a camada limite superficial. Os desvios padrão normalizados para θ , q e c foram superiores às funções de similaridade universais propostas, indicando que a TSMO subestimou os fluxos medidos. Da mesma forma, uma maior dispersão foi observada nas grandezas escalares em relação à componente vertical do vento, o qual apresentou menor dispersão.

Tal comportamento é típico da subcamada rugosa, região da camada limite superficial localizada próximo e dentro do dossel, e que recebe sua influência (Raupach, 1981). Nesta região, a qual pode se estender por até 3 vezes a altura do dossel (Kaimal e Finnigan, 1994), os desvios padrão normalizados não seguem a TSMO (Zahn *et al.*, 2016). Esse comportamento difere do observado na subcamada inercial (SCI), região da camada superficial na qual os vórtices da camada inercial teriam atributos universais, já que não geram ou dissipam energia cinética turbulenta (via cascata turbulenta), possibilitando a existência de fluxos constantes com a altura e a aplicação da TSMO (Raupach, 1981; Stull, 1988).

Pela figura 25 observou-se também que as estatísticas entre os escalares são semelhantes no que se refere à temperatura e dióxido de carbono, porém o vapor d'água apresentou um comportamento destoante. Por um lado a semelhança no transporte de escalares

fortalece a TSMO, principalmente ao apresentar similaridade entre um escalar passivo (dióxido de carbono) e um escalar ativo (temperatura), tendo em vista o efeito dinâmico da temperatura no escoamento turbulento (Williams *et al.*, 2007), porém o vapor d'água inseriu uma dissimilaridade *parcial* entre os escalares.

O comportamento distinto do vapor d'água pode ser atribuído à influência da brisa do rio Tapajós, a qual inseriu variações temporárias ou flutuações nas fontes de umidade, comparadas às fontes de calor e dióxido de carbono, as quais se apresentaram mais estáveis durante a estação seca (Williams *et al.*, 2007). Dessa forma, pode-se considerar que a aplicação da TSMO se apresentou parcialmente falha nesse ecossistema de savana na Amazônia, pois apesar do comportamento não universal das funções, houve boa concordância entre os desvios padrão normalizados entre parte dos escalares (θ, c), indicativos de uma similaridade local (i.e. não universal), considerando o efeito da brisa do rio no transporte de umidade pela camada superficial.

Comparando-se a savana com o estudo realizado na floresta amazônica (Dias-Júnior et al, 2019), observou-se menor dispersão das funções de similaridade na savana do que na floresta, porém estas se localizaram a um maior desvio da curva prevista pela teoria de Monin-Obukhov, tendo dessa forma um comportamento similar ao da floresta Amazônica em geral, no que tange à não existência de uma subcamada inercial sobre a floresta. Dessa forma, na savana ocorre o contato direto entre a subcamada rugosa e a camada de mistura acima, durante o dia, como observado na floresta (Dias-Júnior et al, 2019).

4. CONCLUSÕES

Medidas das componentes do balanço de energia, fluxo de CO₂ e cálculo de estatísticas da turbulência na atmosfera foram realizadas em um ecossistema de savana na Amazônia. Objetivou-se ampliar o escopo de estudos de micrometeorologia realizados dentro do bioma amazônico, com a inclusão de um estudo realizado em um ecossistema de savana imerso em meio à floresta. A instalação e instrumentação de uma torre de observação permitiu inferir as características do balanço de energia e a estrutura da turbulência local.

Utilizando dados da estação seca de 2018, observou-se no sítio experimental uma temperatura média do ar de 29 °C, com uma umidade média diária de 66%. O déficit de pressão de vapor médio durante o período de medidas foi de 1,5 kPa, correspondendo a valores inferiores à estação seca de cerrado e superior ao observado na Floresta adjacente ao sítio. A alta umidade específica média observada, de 16 g kg⁻¹, pode ser uma consequência observada do alto porte da vegetação como também da contribuição de outros tipos de superfícies devido à heterogeneidade do terreno.

O saldo de radiação apresentou uma média na estação de 125 W m⁻², enquanto os fluxos de calor latente e sensível apresentaram valores médios de 59 e 69 W m⁻², respectivamente. O fluxo de calor no solo foi responsável por apenas cerca de 3% da energia disponível.

Comparada a outras savanas no Brasil, como as do cerrado e da região sudeste do país, observou-se que a savana amazônica apresenta um padrão típico dessas áreas, com preponderância dos fluxos de calor sensível sobre os fluxos de calor latente. No entanto, o menor déficit de pressão de valor médio observado durante o período de medidas ao observado em outras savanas, em conjunto com uma alta umidade específica, confere a esta savana um caráter mais úmido ao que é comumente observado em outras localidades. O que pode indicar que a maior quantidade de umidade disponível nesse ecossistema, devido ao maior volume de chuvas anual, não afetou o comportamento dos fluxos de energia de maneira a torna-los menos típicos de uma vegetação do tipo savana na Amazônia.

Com relação à estrutura da turbulência, o sítio apresenta conformidade com outros sítios de floresta na Amazônia, em que a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov não se mostra adequada para a correta quantificação dos fluxos da superfície para a atmosfera.

Como sugestões para trabalhos futuros, propõe-se:

i) Incrementar o sítio experimental, através da instalação de sensores de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e de perfis de fluxo de gás carbônico, a fim de estimar a troca líquida de carbono (NEE) no ecossistema;

ii) Realizar medidas de longo prazo dos fluxos de energia e massa, incluindo dados da estação chuvosa nas análises.

5. REFERÊNCIAS

- Ab'saber, A. N. 2002. Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira. *Estudos Avançados*, 16 (45): 7–30.
- Aguiar, R. G. 2005. *Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso. 59pp.
- Ahrens, C. D. 1994. *Meteorology today: an introduction to weather, climate and the environment*. 5 ed. West Publishing Companies. 592pp.
- Alvarenga, C. B. de. *et al.* 2014. Efeito do déficit de pressão de vapor d'água no ar na pulverização hidropneumática em alvos artificiais. *Biosci. J.*, 30 (1), 182-193.
- Alvares, C.A.; Stape J.L.; Sentelhas P.C.; Gonçalves J.L.M.; Sparovek, G. 2013. Koppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22 (6), 711–728.
- Andrade, N.L.R.; Aguiar R.G.; Sanches L.; Alves E.C.R.F.; Nogueira J.S. 2009. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição amazônia-cerrado. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24 (3), 346-355.
- Aubinet, M. 2012. *Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis*. Springer Science, 438pp.
- Baldocchi, D. D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9, 479-492.
- Bates, H. W. 1892. *A naturalist on the river Amazonas*. Murray, Londres.336pp.
- Bjorkegren, A. B. *et al.* 2015. CO₂ emission estimation in the urban environment: measurement of the CO₂ storage term. *Atmospheric Environment*, 122, 775-790.
- Braga, P. I. S. 1979. Subdivisão fitogeográfica, tipos de vegetação, conservação e inventário florístico da floresta amazônica. *Acta Amazonica*, 9(4), 53-80.
- Brasil. 1976. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. *Folha SA-21 Santarém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 522pp. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- Burba, G., Anderson, D. 2005-5007. *Introduction to the Eddy Covariance method: general guidelines and conventional workflow*. Li-cor inc.
- Cabral, O.M.R.; Da Rocha H.R.; Gash, J.H.; Freitas H.C.; Ligo M.A.V. 2015. Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4: 22-40.
- Carvalho, W. D.; Mustin, K. 2017. The highly threatened and little known Amazonian savannahs. *Nature Ecology & Evolution*, 1, 0100, DOI: 10.1038/s41559-017-0100.
- Constantino, R. *et al.* 2003. Causas da fragmentação: Naturais. In: Rambaldi, D.M, Oliveira, D.A.S (Org). *Fragmentação de Ecossistemas: Causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas*. Brasília: MMA/SBF. 100pp.
- Corrêa, V. V. 2019. *Influência do fogo na estrutura e dinâmica da vegetação arbustiva-arbórea em mancha de savana isolada na Amazônia oriental*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Oeste do Pará. 65pp.
- Couto, J. P. C. 2016. *Fluxo de calor no solo e radiação líquida em pastagem de capim braquiária com grau de cobertura variável*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Recôncavo da Bahia. 79 pp.

- Dias Júnior, C. Q. 2008. *Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima da floresta primária e região desmatada da Amazônia: análise de ondeletas aplicada à detecção de estruturas coerentes*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará. 104pp.
- Dias-Júnior C.Q.; Dias N.L.; Dos Santos R.M.N.; Sorgel M.; Araujo A.; Tsokankunku A.; *et al.* 2019. Is there a classical inertial sublayer over the Amazon forest? *Geophysical Research Letters*, 46: 5614-5622.
- Eiten, G. 1983. Brazilian “savannas”. In: Huntley, B. J. Walker, B. H. (Eds) *Ecology of Tropical Savannas*. Springer Verlag, Berlin. p. 25-47.
- Fausto, M. A. 2014. *Análise de parâmetros biofísicos estimados pelo algoritmo SEBAL em áreas de Cerrado na bacia do alto Rio Paraguai*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso. 62pp.
- Finn, D. *et al.* 1996. Experimental evaluation of analytical and lagrangian surface-layer flux footprint models. *Boundary-Layer Meteorology*, 80: 283-308.
- Foken, T. 2008. The energy balance closure problem. *Ecological applications*, 18(6), 1351-1367.
- Gerken, T. *et al.* 2018. Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 255, 92-103.
- Giambelluca T.W.; Scholz F.G.; Bucci S.J.; Meinzer F.C.; Goldstein G.; Hoffmann W.A.; *et al.* 2009. Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 1365-1376.
- Goedert, W. J. *et al.* 2008. Savanas tropicais: dimensão, histórico e perspectivas. In: Faleiro, F. G. Farias Neto, A. L. de (Eds) *Savanas: desafios e estratégias para o equilíbrio entre sociedade, agronegócio e recursos naturais*. Embrapa Cerrados, Planaltina. 1198 pp.
- Grace, J. *et al.* 1995. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in South-west Amazonia. *Global Change Biology*, 1, 1-12.
- Hogstrom, U. 1990. Analysis of turbulence structure in the surface layer with a modified similarity formulation for near neutral conditions. *Journal of the atmospheric sciences*, v.47, 16: 1949-1972.
- Hsieh, C., Katul, G., Chi, T. 2000. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in water resources*, 23: 765-772.
- Huber, O. 1987. Neotropical savannas: their flora and vegetation. *Tree Ecology and Evolution*. 2 (3), 67-71.
- Kabat, P., Dolman, A. J., Elbers, J. A. 1997. Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel. *Journal of Hydrology*, 188-189: 494-515.
- Kaimal, J. C.; Finnigan, J. J. 1994. *Atmospheric boundary layer flows*. Their structure and measurement. New York, Oxford-University-Press, 289 pp.
- Leuning R.; Van Gorsel E.; Massman W.J.; Isaac P.R. 2012. Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agricultural and forest meteorology*, 156: 65-74.
- Li, Y. *et al.* 2014. Comparative study on methods for computing soil heat storage and energy balance in arid and semi-arid areas. *Journal of meteorological research*, 28 (2), 308-322.
- Magnusson W.E.; Lima A.P.; Albernaz A.L.K.M.; Sanaiotti T.M.; Guillaumet J. 2008. Composição florística e cobertura vegetal das savanas na região de Alter do Chão, Santarém – PA. *Revista Brasil. Bot.*, 31 (1), 165-177.
- Manzi, A. O. *et al.* 2012. *Interações biofísicas entre a floresta e a atmosfera na região do Alto Rio Negro*. Elaboração Projeto Fronteiras, Manaus: [s.n], 81 pp.
- Mauder M.; Jegede O.O.; Okogbue E.C.; Wimmer F.; Foken T. 2007. Surface energy balance measurements at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season. *Theor. Appl. Climatol.* 89, 171–183.

- McGloin R.; Sigut L.; Havránková K.; Dusek J.; Pavelka M.; Sedlák P. 2018. Energy balance closure at a variety of ecosystems in Central Europe with contrasting topographies. *Agricultural and forest meteorology*, 248: 418-431.
- McHugh, I. D. *et al.* 2017. Interactions between nocturnal turbulent flux, storage and advection at an “ideal” eucalypt woodland site. *Biogeosciences*, 14: 3027-3050.
- Miranda A.C.; Miranda H.S.; Lloyd J.; Grace J.; Francey R.J.; McIntyre J.A.; *et al.* 1997. Fluxes of carbon, water and energy over Brazilian cerrado: an analysis using eddy covariance and stable isotopes. *Plant, Cell and Environment*, 20, 315-328.
- Miranda, I. S. 1993. Estrutura do estrato arbóreo do cerrado Amazônico em Alter do Chão, Pará. *Revista Brasileira de Botânica*, 16(2): 143-150.
- Miranda, I. S.; Absy, M. L.; Rebelo, G. H. 2003. Community structure of woody plants of Roraima savannahs, Brazil. *Plant Ecology*, Netherlands, 164, 109-123.
- Miranda, I. S. 1995. Fenologia do estrato arbóreo de uma comunidade de cerrado em Alter do Chão, PA. *Revista Brasileira de Botânica*, 18(2): 235-240.
- Moore, C.J. 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Bound. Layer Meteorol*, 37: 17-35.
- Nobre, C. A.; Nobre, A. D. 2002. O balanço de carbono da Amazônia brasileira. *Estudos avançados*, 16 (45): 81-90.
- Oliveira M.B.L.; Santos A.J.B.; Manzi A.O.; Alvalá R.C.; Correia M.F.; De Moura M.S.B. 2006. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21 (3b): 378-386.
- Oliveira, M. B. L. de. 2010. *Estudo das trocas de energia sobre a floresta amazônica*. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. 115pp.
- Pennington, R. T., Lehmann, C. E. R., Rowland, L. M. 2018. Tropical savannas and dry forests. *Current Biology*, 28: 541-545.
- Ramos, M. das G. O.; Azevedo, M. R. de Q. A. 2009. *Ecosystemas Da Amazônia*. Ufrn/Uepb, 24pp.
- Raupach, M. R., Finnigan, J. J., Brunet, Y. 1996. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. *Boundary Layer Meteorology*, 78: 351-382.
- Raupach, M. R., Thom, A. S. 1981. Turbulence in and above plant canopies. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 13: 97-119.
- Rodrigues, T. W. *et al.* 2001. *Caracterização dos solos da área do planalto de Belterra, município de Santarém, estado do Pará*. Belém: EMBRAPA Amazônia Oriental. 55pp.
- Ruseel, E.S. *et al.* 2015. Impacts of soil heat flux calculation methods on the surface energy balance closure. *Agricultural and forest meteorology*, 214-215:189-200.
- Sanaïotti, T.M. *et al.* 2002. Past vegetation changes in Amazon savannas determined using carbon isotopes of soil organic matter. *Biotropica*, 34: 2-16.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., de Bruin, H.A.R. 1983. Temperature measurements with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 26: 81-93.
- Schuepp P.H.; Leclerc M.Y.; Macpherson J.I.; Desjardins R.L. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, 50: 355 – 373.
- Shuttleworth, W. J. 2012. *Terrestrial hydrometeorology*. Wiley-Blackwell, UK. 448 pp.

- Silva, A. F. *et al.* 2010. Fluxos de energia em área agrícola e de floresta na Amazônia Oriental. In: I SEMINÁRIO INTERNACIONAL DE CIÊNCIAS DO AMBIENTE E SUSTENTABILIDADE NA AMAZÔNIA. Manaus, Anais...Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010.
- Stull, R. B. 1988. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 666 pp.
- Stull, R. B. 2006. The atmospheric boundary layer. In: Wallace and Hobbs. *Atmospheric Science: an introductory survey*. [S.I]: Academic Press, 378 – 418 pp.
- Tapajós R.; Da Silva R.; Machado W.; Santana R.; Do Vale R.; Ferreira-Junior M. 2016. Análise das características do vento sobre a Floresta Nacional do Tapajós, Pará, Brasil. *Ciência e Natura*, v.38, p. 204-208.
- Tapajós, R. P. S. 2017. *Caracterização e influência da brisa do rio Tapajós sobre dados meteorológicos na Floresta Nacional do Tapajós*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Oeste do Pará. 111pp.
- Toro, I. M. C. *et al.* 2017. Avaliação de modelos de footprint para análise de fluxos obtidos por eddy-covariance em pequenas-áreas. In: X WORKSHOP BRASILEIRO DE MICROMETEOROLOGIA. Santa Maria, Anais...Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 2017.
- Tota, J. 2009. *Estudo da advecção horizontal de CO₂ em florestas na Amazônia e sua influência no balanço de carbono*. Tese de doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 93 pp.
- Veenendaal, E. M., Kolle O., Lloyd, J. 2004. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. *Global Change Biology*, 10: 318–328.
- Venegas, P., *et al.* 2013. Hourly estimation of soil heat flux density at the soil surface with three models and two field methods. *Theor Appl Climatol*, 112: 45–59.
- Von Randow C.; Manzi A.O.; Krujit B.; De Oliveira P.J.; Zanchi F.B.; Silva R.L.; *et al.* 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon Exchange over forest and pasture in South-West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78: 5–26.
- Von Randow, C. 2007. *On turbulent Exchange processes over Amazonian forest*. Tese de Doutorado, Universidade de Wageningen, Holanda. 166pp.
- Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quart. J. Met. Soc.* 106: 85-100.
- Williams, C. A., Scanlon, T. M., Albertson, J. D. 2007. Influence of surface heterogeneity on scalar dissimilarity in the roughness sublayer. *Boundary Layer Meteorology*. 122:149-165.
- Wilson, K. *et al.* 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and forest meteorology*, 113: 223-243.
- Zahn, E. *et al.* 2016. Scalar turbulent behavior in the roughness sublayer of an Amazonian forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 11349–11366.

6.ANEXO

Normais climatológicas do município de Belterra, PA ² para o período de 1988 a 2017.

Normais climatológicas – 1988 a 2017		
Meses	Temperatura (°C)	Precipitação (mm)
Janeiro	25,7	210,5
Fevereiro	25,2	257,7
Março	25,2	327,4
Abril	25,4	288,6
Mai	25,5	250,5
Junho	25,4	142,3
Julho	25,3	104,5
Agosto	26,0	46,1
Setembro	26,7	30,7
Outubro	27,0	56,8
Novembro	26,8	72,1
Dezembro	26,4	98,9
Ano	25,9	1886,1

² Fonte: Dados da rede do INMET. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>>. Acesso: Nov. 2018.

7. APÊNDICE

Neste apêndice encontram-se ilustradas algumas das etapas seguidas para a instalação do experimento, a começar com a construção do abrigo de energia e o ajuste e instalação dos suportes para recebimento dos sensores na torre micrometeorológica, como descrito nas imagens das Figuras 26 e 27, com as respectivas legendas.



Figura 26. (A) e (B) Dimensionamento e corte das ripas de madeira, (C) Montagem da estrutura do abrigo, (D) Confeção do assoalho, (E) Instalação da telha, (F) Persiana e tela colocadas, para prevenir entrada de mosquitos, (G) Óleo queimado aplicado para prevenir ação de cupins e (H) Painéis solares instalados sobre o abrigo.

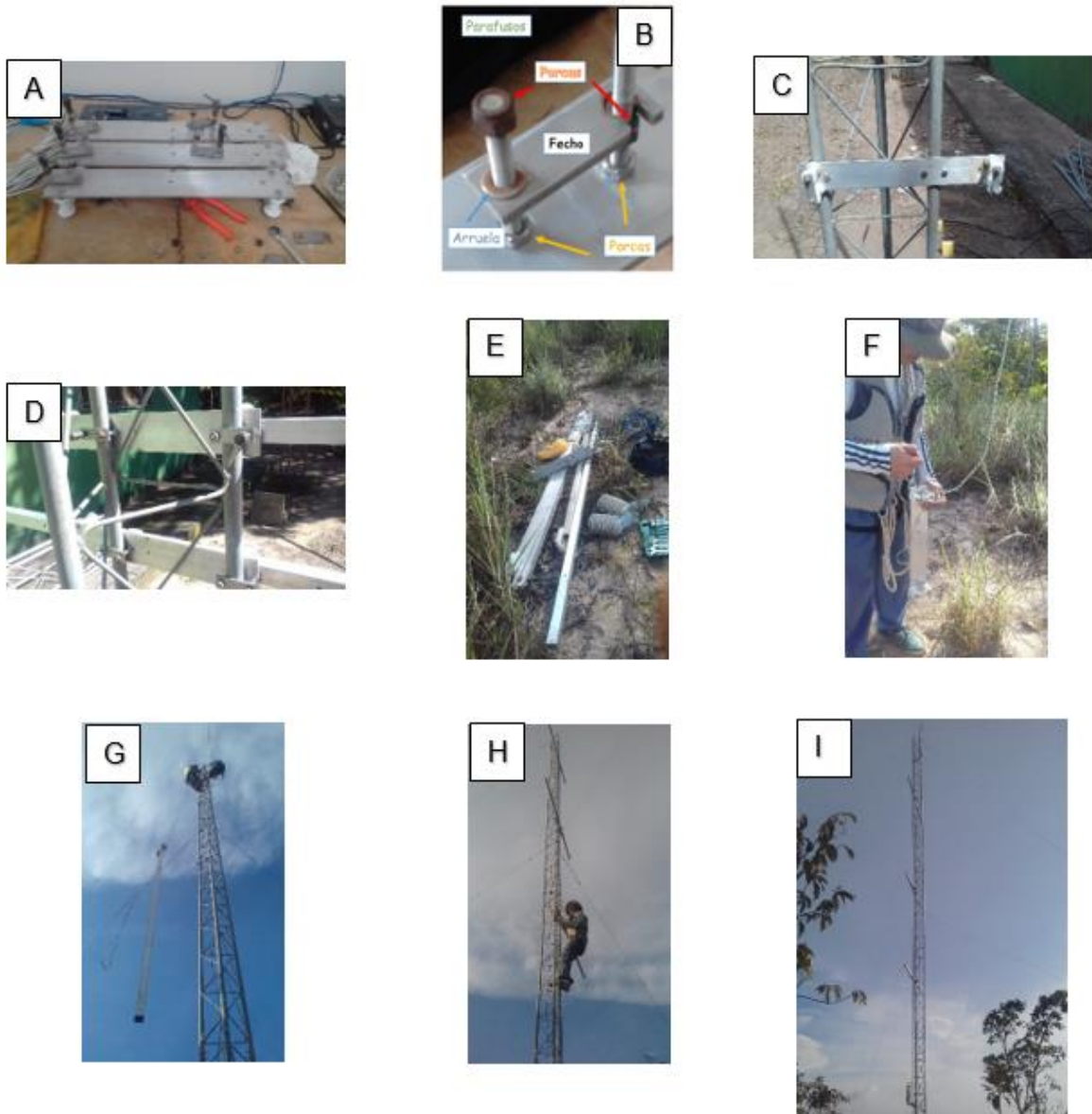


Figura 27. (A) Exemplos de suporte-base, (B) Descrição das peças utilizadas para encaixar a base à torre, (C) Encaixe da base à torre de testes (laboratório do LBA), vista frontal, (D) Encaixe da base à torre de testes, vista traseira, (E) Suportes no campo, (F) e (G) Base a ser colocada na torre, (H) Instalação dos braços na torre, (I) Posicionamento final dos braços nas alturas especificadas.