



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ
INSTITUTO DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SOCIEDADE, NATUREZA E
DESENVOLVIMENTO**

AURILENE BARROS DOS SANTOS DE ANDRADE

**INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA EM ÁREA DE SAVANA NATURAL NA
AMAZÔNIA: FLUXOS DE ENERGIA E CO₂**

**SANTARÉM-PA
2025**

AURILENE BARROS DOS SANTOS DE ANDRADE

**INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA EM ÁREA DE SAVANA NATURAL NA
AMAZÔNIA: FLUXOS DE ENERGIA E CO₂**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Sociedade, Natureza e Desenvolvimento da
Universidade Federal do Oeste do Pará como requisito
para obter o título de Doutora em Ciências Ambientais.
Área de concentração: Impactos Ambientais e Sociais
da Mudança do Uso da Terra na Amazônia.
Orientador: Prof. Dr. Julio Tóta da Silva

**SANTARÉM-PA
2025**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas – SIBI/UFOPA

A553i Andrade, Aurilene Barros dos Santos de
Interação Biosfera-Atmosfera em área de savana natural na Amazônia: fluxos de energia e CO₂. / Aurilene Barros dos Santos de Andrade. - Santarém, 2025.
94 p. : il.
Inclui bibliografias.

Orientador: Julio Tóta da Silva.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Oeste do Pará, Instituto de Biodiversidade e Florestas, Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento.

1. Saldo de radiação. 2. Balanço de energia. 3. Histerese. I. Silva, Julio Tóta da, *orient.* II. Título.

CDD: 23 ed. 523.7209811

AURILENE BARROS DOS SANTOS DE ANDRADE

**INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA EM ÁREA DE SAVANA NATURAL NA
AMAZÔNIA: FLUXOS DE ENERGIA E CO₂**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento da Universidade Federal do Oeste do Pará como requisito para obter o título de Doutora em Ciências Ambientais. Área de concentração: Impactos Ambientais e Sociais da Mudança do Uso da Terra na Amazônia.

Data da defesa: 24/02/2025

Banca Examinadora:

Documento assinado digitalmente
gov.br JULIO TOTA DA SILVA
Data: 05/03/2025 16:49:18-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Julio Tóta da Silva – PPGSND/UFOPA (Orientador/Presidente)

Documento assinado digitalmente
gov.br RODRIGO DA SILVA
Data: 07/03/2025 11:30:26-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Rodrigo da Silva – PPGSND/UFOPA

Documento assinado digitalmente
gov.br LUCIETA GUERREIRO MARTORANO
Data: 07/03/2025 13:31:05-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dra. Lucieta Guerreiro Martorano – PPGSN/UFOPA

Documento assinado digitalmente
gov.br THEOMAR TRINDADE DE ARAUJO TIBURTINO N
Data: 07/03/2025 11:04:54-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves – IEG/UFOPA

Documento assinado digitalmente
gov.br RAYONIL GOMES CARNEIRO
Data: 06/03/2025 21:28:31-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Rayonil Gomes Carneiro – University of Warsaw - Polônia

**SANTARÉM-PA
2025**

AGRADECIMENTO

Primeiramente a Deus por iluminar meus caminhos e me dar força para superar as adversidades da vida.

Essa pesquisa só foi possível graças à colaboração e apoio de algumas pessoas, às quais não posso deixar de prestar o meu reconhecimento e o agradecimento, quero agradecer em particular:

Ao Professor e amigo Doutor Julio Tóta pela paciência, ajuda, orientação, disponibilidade constante, pela continua motivação para conseguir os objetivos e acima de tudo por ter acreditado em mim.

A todos meus familiares por todo amor, carinho e dedicação.

A todo o corpo docente do Programa de Pós-graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento\Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA, pelo auxílio em minha formação.

Aos membros da banca examinadora pela colaboração e disponibilidade.

A todos os amigos de curso pelo apoio, encorajamento e os bons momentos passados ao longo do curso.

A FAPESPA pelo apoio financeiro.

Finalmente, a todos aqueles que direta ou indiretamente colaboraram para o término deste trabalho.

Muito Obrigada!

RESUMO

Pesquisas realizadas nas savanas amazônicas têm abordado a composição florística, a fauna, a físico-química do solo e a influência do fogo na estrutura e dinâmica da vegetação. No entanto, uma lacuna tem sido observada na caracterização biofísica desses ecossistemas, particularmente na ausência de estudos micrometeorológicos que são essenciais para compreender os processos de transferência de energia, massa e momento entre a vegetação e a atmosfera. Tais estudos também são importantes para entender os padrões climáticos locais, que afetam significativamente a distribuição da vegetação, a disponibilidade de recursos hídricos e a dinâmica do carbono. Nesse contexto, o presente estudo foi conduzido em uma área de savana natural localizada no município de Santarém - PA, Brasil, com o objetivo de analisar o fechamento do balanço de energia e as respostas da evapotranspiração e CO_2 às variáveis ambientais, por meio da análise de dados micrometeorológicos coletados por uma torre equipada com sistema de *eddy covariance*. Foi investigado o fechamento do balanço de energia e a resposta da evapotranspiração (ET) às variáveis ambientais durante períodos chuvoso e seco. Os resultados indicaram maior conversão de energia em calor latente no período chuvoso e em calor sensível no período seco, com o balanço de energia apresentando fechamento superior a 80%. A análise de histerese revelou respostas diferenciadas da ET ao longo do dia, influenciadas por condições atmosféricas e disponibilidade hídrica. Além disso, foram aplicadas técnicas de transformada de ondeletas para investigar a correlação entre a concentração de CO_2 e variáveis meteorológicas (temperatura do ar e velocidade do vento). Os resultados evidenciaram núcleos de correlação significativos entre CO_2 e temperatura, além de padrões intermitentes e caóticos na relação com o vento em microescala. Essas descobertas destacam a importância de considerar múltiplas escalas de tempo para entender os mecanismos de dispersão e acúmulo de gases. Por fim, avaliou-se a performance do modelo SiB4 na simulação sazonal dos fluxos de energia, utilizando como entradas dados da reanálise MERRA-2, além de propriedades do solo e cobertura da terra. A validação do modelo indicou bom desempenho na simulação do saldo de radiação e dos fluxos turbulentos, com destaque para sua capacidade de representar as variações sazonais observadas. No geral, os resultados reforçam a relevância do monitoramento micrometeorológico e do uso de modelos de superfície para a compreensão dos processos físico-biogeoquímicos que regem os ecossistemas de savana amazônica.

Palavras-Chave: Saldo de radiação. Balanço de energia. Histerese.

ABSTRACT

Research conducted in Amazonian savannas has addressed floristic composition, fauna, soil physicochemistry, and the influence of fire on vegetation structure and dynamics. However, there is a notable gap in the biophysical characterization of these ecosystems, particularly due to the lack of micrometeorological studies that are essential for understanding the processes of energy, mass, and momentum exchange between vegetation and the atmosphere. Such studies are also crucial for understanding local climate patterns, which significantly affect vegetation distribution, water resource availability, and carbon dynamics. In this context, the present study was conducted in a natural savanna area located in the municipality of Santarém, Pará, Brazil, with the objective of analyzing energy balance closure and the responses of evapotranspiration and CO₂ fluxes to environmental variables. This was achieved through the analysis of micrometeorological data collected by a tower equipped with an eddy covariance system. The energy balance closure and ET responses during both the rainy and dry seasons were investigated. The results indicated a greater conversion of energy into latent heat during the rainy season and into sensible heat during the dry season, with the energy balance showing a closure rate of over 80%. Hysteresis analysis revealed distinct ET responses throughout the day, influenced by atmospheric conditions and water availability. Additionally, wavelet transform techniques were applied to investigate the correlation between CO₂ concentrations and meteorological variables such as air temperature and wind speed. The results revealed significant correlation cores between CO₂ and temperature, along with intermittent and chaotic patterns in its relationship with wind at the microscale. These findings underscore the importance of considering multiple time scales for understanding gas dispersion and accumulation mechanisms. Finally, the performance of the SiB4 model in simulating seasonal energy fluxes was evaluated, using input data from the MERRA-2 reanalysis, along with soil properties and land cover data. Model validation demonstrated good performance in simulating radiation balance and turbulent fluxes, highlighting its capability to represent observed seasonal variations. Overall, the results reinforce the importance of micrometeorological monitoring and the use of surface models to better understand the physical and biogeochemical processes governing Amazonian savanna ecosystems.

Keyword: Net radiation. Energy balance. Hysteresis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema das trocas de energia no sistema solo-vegetação-atmosfera que ocorrem em um volume de controle durante o período diurno.....	16
Figura 2 - Ilustração do conceito de flutuação e da média em uma variável aleatória.....	18
Figura 3 - Representação esquemática dos fluxos de carbono.	21
Figura 4 - a) Representação esquemática do SiB1 com duas camadas de vegetação (dossel e cobertura do solo), três camadas de solo (D_1 , D_2 e D_3) e o processo de transferência turbulenta de energia: fluxos de calor latente (lado esquerdo) e calor sensível (lado direito), o processo de transferência radiativa, transporte e interceptação de água no solo e dossel foram omitidos. e b) estrutura do SiB2 com uma camada de vegetação (dossel), três camadas de solo, processo de transferência adiativa (setas amarelas), transporte e interceptação de água no solo e dossel (círculos azuis), processo de fotossíntese e condutância estomática e processo de transferência turbulenta de energia e gases (no dossel e no solo).	29
Figura 5 - Representação esquemática do SiB3 com uma camada de vegetação (dossel), dez camadas de solo, processo de transferência radiativa (setas amarelas), transporte e interceptação de água no solo e dossel (círculos e quadrados azuis), processo de fotossíntese e condutância estomática, discriminação de isótopos de carbono C_3/C_4 (círculo roxo) e processo de transferência turbulenta de energia e gases (no dossel, no espaço aéreo do dossel e no solo).....	30
Figura 6 - Diagrama estrutural SiB4. Caixas brancas mostram as trocas terra-atmosfera de carbono via fotossíntese e respiração. As caixas verdes mostram os reservatórios de carbono vivo, as caixas castanhas mostram os reservatórios de carbono morto e as linhas pretas mostram o fluxo de carbono. As linhas verdes mostram a liberação de carbono na atmosfera via respiração autotrófica, e as linhas bordô mostram a liberação de carbono da respiração heterotrófica. As caixas amarelas mostram as influências predominantes nos fluxos e reservatórios de carbono.....	33
Figura 7 - Localização do sítio experimental no município de Santarém – PA.....	41
Figura 8 - Variação horário de R_n , LE, H e G para os períodos a) seco e b) chuvoso.....	46
Figura 9 – Fechamento do balanço de energia para o período chuvoso e o período seco.....	49
Figura 10 – Relação de histerese entre a evapotranspiração e as variáveis saldo de radiação (R_n), temperatura do ar (T_{ar}) e déficit de pressão de vapor (DPV). As setas indicam a direção do ciclo.	52
Figura 11 - Ciclos da (a) Concentração de dióxido de carbono (ppm); (b) temperatura do ar ($^{\circ}C$); (c) velocidade do vento (m s-1); (d) Precipitação acumulada (mm), no ambiente de savana para o dia do ano 289 de 2018.....	58
Figura 12 - Coerência e fase em ondeletas da relação média de cada minuto do dióxido de carbono (CO_2) correlacionados com: (a) temperatura do ar ($^{\circ}C$); (b) velocidade do vento (m s-1), no ambiente de savana para o dia do ano 289 de 2018.....	60
Figura 13 - Ciclos diurnos médios simulados e observados do saldo de radiação (R_n), fluxos de calor sensível (H) e calor (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período seco (a, c, e, g) e no chuvoso (b, d, f, h).	69

LISTA DE TABELA

Tabela 1 - Esquema de classificação da vegetação utilizado no SiB1, SiB2 e SiB3.....	31
Tabela 2 - Lista de variáveis medidas, instrumentos, frequência de aquisição e alturas de medição na torre.....	42
Tabela 3 - Fechamento do balanço de energia superficial em diferentes coberturas vegetais.	47
Tabela 4 - Valores médios diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G), fechamento do balanço de energia em superfície (FBES) e resíduo para os períodos chuvoso e seco.....	48
Tabela 5 – Valores médio de slope, intercept e R^2 da regressão linear entre H+LE e Rn-G no período seco e chuvoso.....	49
Tabela 6 - Correlação de Spearman entre evapotranspiração (ET) e variáveis ambientais: saldo de radiação (Rn), déficit de pressão de vapor (DPV) e Temperatura do ar (Tar)	51
Tabela 7 - Índices estatístico do período seco.	71
Tabela 8 - Índices estatístico do período chuvoso.....	71

LISTA DE SÍMBOLOS

BE – Balanço de energia

CO₂ – Dioxido de carbono

EC – *Eddy covariance*

CH₄ – Metano

LSMs – *Land Surface Models*

SiB – *Simple Biosphere Model*

ET – Evapotranspiração

H – Fluxo de calor sensível

LE – Fluxo de calor latente

G – fluxo de calor no solo

R_n – Saldo de radiação

R_{S↓} – Fluxo de radiação de onda curta incidente na superfície

R_{S↑} – Fluxo de radiação de onda curta refletida

R_{L↑} – Fluxo de radiação de onda longa emitida para a atmosfera

R_{L↓} – Fluxo de radiação de onda longa emitida para a superfície

F – Fluxo de energia resultante do fluxo de CO₂ (através da fotossíntese e respiração)

S – Energia armazenada na biomassa e no ar

ρ_a – Densidade do ar

w – Componente vertical do vento

L_v – Calor latente de vaporização

c_p – Calor específico do ar

T – Temperatura do ar

q – Umidade específica

C – Concentração de dióxido de carbono (CO₂)

NEE – Troca líquida de CO₂ (*Net Ecosystem Exchange*)

GPP – Produtividade primária bruta (*Gross Primary Production*)

R_{eco} – Respiração do ecossistema

R_A – Respiração autotrófica

R_H – Respiração heterotrófica

R_{solo} – Respiração do solo

NEP – Produtividade líquida do ecossistema (*Net Ecosystem Production*)

NPP – Produção primária líquida (*Net Primary Productivity*)

RBE – Razão do Balanço de Energia

Res – Resíduo de energia

β – Razão de Bowen.

BATS – *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*

GCMs – *General Circulation Models*

IAF – Índice de área foliar

u – componente zonal do vento

v – Componente meridional do vento

H_2O – Vapor d'água

FE – Fração de energia

ρ_w – Densidade da água

Δt – Intervalo de tempo

T_a – Temperatura do ar

DPV - Déficit de pressão de vapor

BES – Balanço de energia em superfície

FBES – Fechamento do balanço de energia em superfície

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	12
Objetivo Geral	14
Objetivos específicos	14
Estrutura da Tese	14
CAPITULO 1: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
1.1 Balanço de energia à superfície	15
1.2 Covariância dos Vórtices Turbulentos	17
1.3 Carbono no sistema solo-planta-atmosfera	20
1.4 Fechamento do Balanço de Energia	22
CAPÍTULO 2: AVANÇOS DO SIMPLE BIOSPHERE MODEL (SIB) NA REPRESENTAÇÃO DOS PROCESSOS FÍSICOS E BIOGEOQUÍMICOS: UMA REVISÃO DE LITERATURA	25
2.1 Introdução	26
2.2 Evolução do simple biosphere model (SiB)	27
2.3 Fenologia prognóstica	33
2.4 O ciclo do carbono terrestre	34
2.5 Aplicações	35
2.6 Considerações finais	37
CAPITULO 3: FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UMA ÁREA DE SAVANA NATURAL NA AMAZÔNIA	38
3.1 Introdução	39
3.2 Metodologia	40
3.2.1 Área de estudo	40
3.2.2 Instrumentação e Aquisição de dados	41
3.2.3 Evapotranspiração	44
3.2.4 Análise de histerese	44
3.2.5 Análise estatística	45
3.3 Resultados e discussão	45
3.4 Conclusão	52
CAPITULO 4: CONCENTRAÇÃO DE DIÓXIDO DE CARBONO EM AMBIENTE DE SAVANA NA AMAZÔNIA: ESTUDO DE CASO	53

4.1	Introdução	54
4.2	Materiais e Métodos	55
4.3	Resultados e discussão	57
4.4	Conclusões	60
CAPITULO 5: SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA EM SAVANA AMAZÔNICA UTILIZANDO O MODELO SiB4		62
5.1	Introdução	63
5.2	Metodologia	65
5.2.1.	Reanalise MERRA-2	65
5.2.2.	Modelo SiB4	66
5.2.3.	Análise estatística	66
5.3	Resultados e discussão	67
5.4	Conclusões	71
CONSIDERAÇÕES FINAIS		72
AGRADECIMENTOS		72
REFERÊNCIAS		73

INTRODUÇÃO

O ambiente de savana está presente em regiões tropicais e subtropicais da África, América do Sul, Ásia e Austrália. No Brasil, este bioma é representado principalmente pelo Cerrado, considerado um *hotspot* devido sua alta diversidade de espécies e alto grau de endemismo, localizado na região central do país (COSTA-COUTINHO *et al.*, 2019; FERREIRA *et al.*, 2020; LIMA *et al.*, 2020). Além do Cerrado, outras áreas de savanas estão distribuídas em diferentes regiões do território brasileiro. Na Amazônia, por exemplo, ocorrem de maneira fragmentada, intercalada em meio a densa floresta (COSTA-COUTINHO *et al.*, 2019; LIMA *et al.*, 2020).

As savanas amazônicas estão distribuídas nos estados do Amapá, Amazonas, Pará e Roraima (FEITOSA *et al.*, 2016). São caracterizadas por formações vegetais abertas dominadas por um estrato herbáceo, além de arbustos e árvores de pequeno porte que podem estar distribuídas de forma esparsas ou agrupadas (COSTA-COUTINHO *et al.*, 2021). São típicas de áreas com solos arenosos, pobres em nutrientes e com baixa capacidade de retenção líquida contrastando com a densa floresta tropical que caracteriza a maior parte do bioma Amazônico (LLOYD *et al.*, 2015).

Sua origem ainda é tema de debate na literatura científica, alguns estudos sugerem que sua formação e manutenção estão ligados a estrutura do solo associadas a distúrbios naturais e antrópicos, como por exemplo, queimadas frequentes que impedem a regeneração florestal e mantêm a predominância de espécies adaptadas a ambientes abertos (ADENEY *et al.*, 2016; SANAIOTTI *et al.*, 2002). Carvalho e Mustin (2017) destacaram a escassez de pesquisas sobre as savanas da Amazônia, revelando que apenas 136 estudos foram conduzidos ao longo de 80 anos, sendo 39 na savana de Alter do Chão, os quais concentraram-se em três principais questões de pesquisa ecológica de longo prazo: 1) quais são as forças ecológicas que mantêm as fronteiras entre as savanas e florestas?; 2) quais são as respostas de curto e longo prazo da fauna e da flora ao fogo e outros filtros ecológicos?; e 3) quais são as influências da fragmentação natural da floresta e das características da paisagem na fauna e na flora?

Portanto, é evidente a escassez de pesquisa sobre a interação biosfera-atmosfera em áreas de savana na Amazônia, apesar da importância de investigar os mecanismos de troca de massa, energia e momento entre a superfície e a atmosfera. Entre esses processos, destacam-se os mecanismos físicos associados ao balanço de energia (BE), fundamentais para compreender o

funcionamento desses ecossistemas e os *feedbacks* que controlam o ciclo do CO₂, especialmente em um contexto de mudanças climáticas.

Nesse sentido, o método da covariância de vórtices turbulentos (EC, do inglês *eddy covariance*) tem sido amplamente empregado para quantificar os fluxos de calor e gases traço na interface solo-vegetação-atmosfera (BALDOCCHI, 2014; PASTORELLO *et al.*, 2020). Essa técnica permite o monitoramento contínuo das trocas de vapor d'água, dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) e calor, sendo uma ferramenta essencial para a avaliação do balanço de energia e carbono em ecossistemas terrestres (BALDOCCHI *et al.*, 2001; BORGES *et al.*, 2020; CARNEIRO *et al.*, 2023,2025). Apesar de amplamente utilizados, esse método apresenta discrepâncias de 10% a 30% no fechamento do balanço de energia, conhecido como o problema do não fechamento do balanço de energia. Tal limitação representa um desafio metodológico importante para a interpretação dos resultados (WILSON *et al.*, 2002; DA ROCHA *et al.*, 2004; FOKEN, 2008; LEUNING *et al.*, 2012; MCGLOIN *et al.*, 2018).

Paralelamente ao uso de métodos observacionais, pesquisadores têm se dedicado a modelar as trocas de energia, massa e momento entre a vegetação e a atmosfera, buscando entender como esses processos estão ligados à fisiologia vegetal e a estrutura do dossel (DICKINSON *et al.*, 1986; WILSON; SHAW 1977; FOLEY *et al.*, 1996; SELLERS *et al.*, 1986, 1996b, 1996a; XUE *et al.*, 1991). Entretanto, dado a diversidade e complexidade das interações no sistema terrestre, os modelos de superfície terrestres (*Land Surface Models – LSMs*) enfrentam dificuldades em reproduzir com precisão os processos físicos, especialmente em ambientes florestais (RAUPACH; FINNIGAN, 1988; RAUPACH *et al.* 1991).

Um dos modelos utilizados é o *Simple Biosphere Model (SiB)*, desenvolvido para fornecer estimativas aprimoradas das trocas de radiação solar e terrestre, umidade, calor sensível e momento entre a superfície terrestre e a atmosfera, com aplicação em modelos de circulação geral da atmosfera (SELLERS *et al.*, 1986; SELLERS *et al.*, 1996b, 1996a). Ressalta-se que tais modelos requerem informações precisas sobre o estado físico da atmosfera, que exerce influência direta nos fluxos superficiais e, conseqüentemente, na acurácia das estimativas geradas.

Nesse contexto, quanto à originalidade do tema, e considerando a carência de caracterização biofísica desse ecossistema, surge a necessidade de uma investigação dos processos de transferência de energia, massa e momento entre a vegetação e atmosfera. Para isso serão utilizados dados observacionais a fim de responder as seguintes questões científicas: 1) Qual o padrão das

variáveis ambientais e dos componentes do balanço de energia em períodos seco e chuvosos na área de estudo?; 2) A relação entre as variáveis ambientais e os fluxos de energia, água e carbono se alteram sazonalmente?; 3) O fechamento do balanço de energia e o particionamento do carbono é semelhante ao de ecossistemas de florestas ou savanas típicas de outras regiões?; e 4) Qual a capacidade do modelo SiB4 em prover melhor acurácia na simulação sazonal dos fluxos de energia em um ecossistema de savana natural?

Objetivo Geral

Compreender os processos de troca de energia, água e carbono em um ecossistema de Savana natural, por meio da análise do balanço de energia, da investigação das variáveis micrometeorológicas que influenciam esses processos e da avaliação da capacidade do modelo SiB4 em simular os fluxos de energia.

Objetivos específicos

- ✓ Quantificar o fechamento do balanço de energia em ambiente de Savana natural;
- ✓ Analisar as variáveis micrometeorológicas que influenciam os fluxos de energia, carbono e água;
- ✓ Avaliar o desempenho do modelo SiB4 na simulação dos fluxos de energia

Estrutura da Tese

Esta tese está organizada da seguinte forma: No Capítulo 1, apresenta-se a fundamentação teórica necessária para a compreensão dos principais conceitos abordados. O Capítulo 2 traz uma revisão da literatura com foco nos avanços e aplicações do modelo *Simple Biosphere Model* (SiB). No Capítulo 3, é analisado o fechamento do balanço de energia, bem como a resposta da evapotranspiração (ET) às variáveis ambientais. O Capítulo 4 contempla um estudo de caso baseado em métodos de análise de coerência e fase em ondeletas, com o objetivo de identificar as relações entre variáveis meteorológicas e a concentração de CO₂. Já no Capítulo 5, são apresentadas as simulações dos fluxos de energia utilizando o modelo SiB4. Por fim, as considerações finais, que sintetizam os principais resultados e contribuições da pesquisa.

CAPITULO 1: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.1 Balanço de energia à superfície

O sol é a fonte primária de energia para os processos físicos, químicos e biológicos no sistema terrestre. Cerca de 30% da radiação solar que atinge a Terra é refletida de volta para o espaço, devido a interação com gases atmosféricos, aerossóis e nuvens, os 70% restantes é absorvida pelo sistema superfície-atmosfera que é essencial para fornecer a energia necessária para sustentar a vida na Terra (LIANG *et al.*, 2019). O balanço de energia é obtido através da determinação da magnitude dos fluxos radiativos (radiação solar e terrestre) e não-radiativos (fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G)). O saldo de radiação (R_n) representa a quantidade de energia disponível em um sistema, sendo definida como a soma dos fluxos de ondas curtas e longas. Podendo ser descrito como:

$$R_n = (R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow}) + (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) \quad 1.1$$

Em que R_n é o saldo de radiação, $R_{S\downarrow}$ é o fluxo de radiação de onda curta incidente na superfície, sendo parcialmente refletida ($R_{S\uparrow}$) devido ao albedo da superfície. A parte não refletida é absorvida e, em seguida, é emitida como radiação de onda longa para a atmosfera ($R_{L\uparrow}$) que ao absorver essa radiação emite parte de volta a superfície ($R_{L\downarrow}$). O R_n é positivo no período diurno devido a predominância da radiação de onda curta incidente à superfície e negativo no período noturno, isto porque como radiação solar incidente é nula o R_n é resultante dos fluxos de ondas longas emitidos pela atmosfera e pela superfície, que embora sejam da mesma ordem de magnitude, o fluxo emitido pela superfície é maior, visto que tanto a emissividade quanto a temperatura da superfície é maior do que a atmosfera.

O R_n obtido na equação 1.1 não é somente o resultado do balanço radiativo, mas também a energia que será particionada para os diversos processos físicos (aquecimento do ar e do solo, evaporação e armazenamento de energia no dossel), biofísicos (transpiração) e bioquímicos (fotossíntese) que ocorre no sistema solo-planta-atmosfera. Segundo Rodrigues *et al.*, (2014), a partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H) e fluxos de calor latente (LE) são as interações entre biosfera e atmosfera mais importantes e suas magnitudes variam para cada tipo de

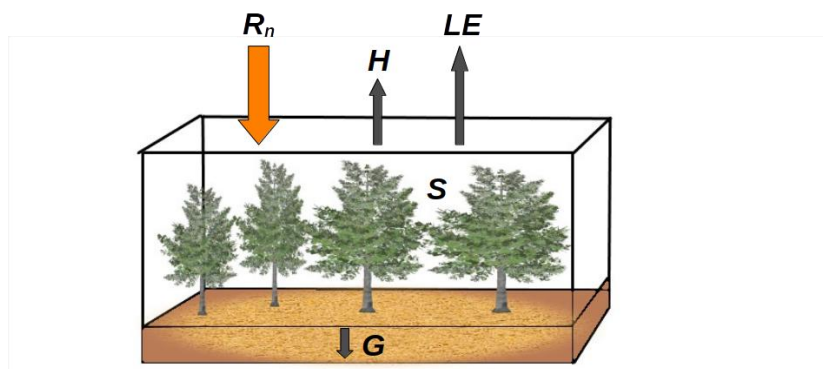
ecossistema. Os fluxos de H e LE podem alterar as variáveis ambientais que impulsionam a troca de massa e energia entre superfície-atmosfera (FALGE *et al.*, 2005). Além disso, podemos determinar a quantidade de vapor d'água e calor na atmosfera ao particionar a energia em LE e H (CHEN *et al.*, 2009).

De acordo com a primeira lei da termodinâmica, o princípio da conservação de energia, que diz que a energia não é destruída ou criada, mas transformada, podemos escrever o balanço de energia em função desses processos ocorridos na interação biosfera-atmosfera da seguinte forma:

$$R_n = H + LE + G + F + S \quad 1.2$$

Sendo H o fluxo de calor sensível que representa o calor transferido via transporte turbulento devido a diferença de temperatura entre superfície-atmosfera, LE o fluxo de calor latente que é a energia térmica absorvida ou cedida durante a mudança de fase da água, G o fluxo de calor no solo que resulta da transferência de calor no solo via condução térmica, F o fluxo de energia resultante do fluxo de CO₂ (através da fotossíntese e respiração) e S energia armazenada na biomassa e no ar. Uma ilustração esquemática das trocas de energia que ocorrem no sistema solo-vegetação-atmosfera é apresentada na Figura 1.

Figura 1- Esquema das trocas de energia no sistema solo-vegetação-atmosfera que ocorrem em um volume de controle durante o período diurno.



Fonte: Adaptada de Michiles (2009).

Normalmente o termo F e S é desprezado pois representa uma pequena fração do Rn (ONCLEY *et al.*, 2007; WILSON *et al.*, 2002). No entanto, Michiles e Gielow (2008), mostraram

que S é um componente importante na análise do balanço de energia para a floresta Amazônica uma vez que possui uma grande quantidade de biomassa. Existe, ainda, outros termos negligenciados na equação do balanço de energia como advecção e energia para a fotossíntese. Assim sendo, o balanço de energia é geralmente estudado a partir dos termos da seguinte equação:

$$R_n = H + LE + G \quad 1.3$$

Assim, com base na equação 1.3 o saldo de radiação deve ser equilibrado com os fluxos de H, LE e G.

1.2 Covariância dos Vórtices Turbulentos

A técnica de covariância dos vórtices turbulentos (EC, do inglês, *Eddy Covariance*) tem sido amplamente utilizada para estimar as trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera em diferentes ecossistemas (BALDOCCHI *et al.*, 2018; BRADEN-BEHRENS *et al.*, 2019; BORGES *et al.*, 2020; CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; MARKWITZ; SIEBIKE, 2019; MONTAGNANI *et al.*, 2018). Este método baseia-se em medidas de alta frequência da velocidade vertical do vento e de um escalar na atmosfera (temperatura do ar, vapor d'água e concentração de gases), o qual permite estimar os fluxos verticais turbulentos de energia (fluxo de calor sensível - H), vapor d'água (fluxo de calor latente - LE) e gases (por exemplo, fluxo de dióxido de carbono - NEE) (BORGES *et al.*, 2020; CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; PASTORELLO *et al.*, 2020; PINHEIRO, 2018; TÓTA *et al.*, 2008, 2012).

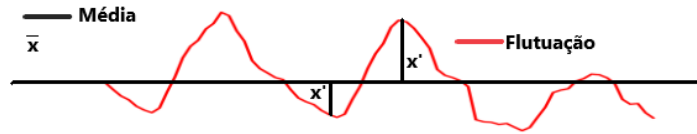
O fluxo de um escalar qualquer, pode ser definido como sendo a média temporal do produto entre a densidade do ar (ρ_a), componente vertical do vento (w) e um escalar (X)

$$F_x = \overline{\rho_a w X} \quad 1.4$$

Para descrever os movimentos turbulentos na atmosfera, deve-se utilizar a decomposição de Reynolds (Figura 2), em que uma variável qualquer, em um instante t, pode ser decomposta em um valor médio e uma flutuação em relação à média, assumindo a seguinte forma:

$$x = \bar{x} + x' \quad 1.5$$

Figura 2 -Ilustração do conceito de flutuação e da média em uma variável aleatória.



Fonte: Autor (2025)

A decomposição de Reynolds estabelece algumas regras na média dos fluxos turbulentos, conhecidos como postulados de Reynolds:

$$\overline{X'} = 0 \quad 1.6$$

$$\overline{XY} = \overline{X\overline{Y}} + \overline{Y'X'}$$

$$\overline{X\overline{Y}} = \overline{X\overline{Y}}$$

$$\overline{aX} = a\overline{X}$$

$$\overline{X + Y} = \overline{X} + \overline{Y}$$

Em que, a é uma constante.

Aplicando a decomposição de Reynolds na Eq. 1.4 temos:

$$F_x = \overline{(\overline{\rho_a} + \rho_a')(\overline{w} + w')(\overline{X} + X')} \quad 1.7$$

Resolvendo o lado direito da equação 1.7 e utilizando os postulados de Reynolds para as médias, temos:

$$F_x = (\overline{\rho_a} \overline{w} \overline{X} + \overline{\rho_a} \overline{w'X'} + \overline{w} \overline{\rho_a'X'} + \overline{X} \overline{\rho_a'w'} + \overline{\rho_a'w'X'}) \quad 1.8$$

Na técnica de covariância dos vórtices turbulentos, geralmente, as flutuações de densidade são desprezíveis ($\rho_a' = 0$) e a velocidade vertical média do vento é zero ($\overline{w} = 0$) para uma superfície plana, e horizontalmente homogênea. Essas considerações permitem que a equação 1.8 possa ser reescrita como:

$$F_x = \overline{\rho_a w'X'} \quad 1.9$$

No caso dos fluxos turbulentos de CO_2 (F_C), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) a equação 1.9 pode ser

$$H = \rho_a c_p \cdot \overline{w'T'} \quad 1.10$$

$$LE = \rho_a L_v \cdot \overline{w'q'} \quad 1.11$$

$$F_C = \rho_a \cdot \overline{w'C'} \quad 1.12$$

Em que, ρ_a é a densidade do ar seco, L_v é o calor latente de vaporização, c_p calor específico do ar, T é a temperatura do ar, q é a umidade específica, C é a concentração de dióxido de carbono (CO₂) e w é a componente vertical do vento. Já w' , T' , q' e C' são as variações em torno da média em um intervalo de tempo, geralmente de 30 minutos.

Por convenção, tendo a atmosfera como referência, ambos os fluxos (H e LE) são positivos quando forem um fluxo de saída, da superfície para a atmosfera (a atmosfera ganha matéria ou energia) e negativos quando forem um fluxo de entrada em direção a superfície.

A técnica de EC é uma importante ferramenta para quantificar as trocas de energia e CO₂ entre a superfície e atmosfera. Porém, esse método pressupõe que as áreas representativas das torres de fluxos sejam horizontalmente homogêneas e planas considerando que a mistura turbulenta atmosférica seja suficiente para eliminar os efeitos da variabilidade da cobertura da superfície em pequena escala, como tipo de vegetação e terreno, representando assim o fluxo turbulento médio da área nas torres de medição (BALDOCCHI *et al.* 2001; BALDOCCHI 2003; TÓTA *et al.*, 2012). Isso implica na negligência ou insignificância dos termos de transporte horizontal em termos de balanço de energia ou gases, favorecendo predominantemente os fluxos verticais turbulentos.

Entretanto, no período noturno, em especial nos ambientes de floresta tropical densa, a maior parte do tempo se caracteriza em níveis de vento calmo, por consequência leva a uma situação de baixa turbulência ou de pouca mistura vertical que aliada a complexidade topográfica pode gerar circulações secundárias e escoamento horizontal sobre as encostas do terreno. Está afirmação tem sido confirmada por vários estudos em diferentes localidades (CHEN; YI, 2012; FROELICH *et al.*, 2005, 2011; FROELICH; SCHMID, 2006; STAEBLER; FITZJARRALD, 2004, 2005; TÓTA *et al.*, 2012; XU; YI, 2013; WANG; YI, 2012).

Consequentemente, a técnica de EC tem sérias restrições metodológicas, pois o ecossistema continua respirando, já que se trata de um processo biótico permanente, causando a distribuição horizontal de CO₂ com grande parte desse transporte não atingindo o sistema de EC instalado acima do dossel, isto tem sido relatado em vários estudos (ARAÚJO *et al.*, 2002; AUBINET *et al.*, 2003; FEIGENWINTER *et al.*, 2008; STAEBLER; FITZJARRALD, 2004, 2005; TÓTA *et al.*, 2008, 2012).

Por esta razão, o sistema de EC, reconhecidamente, subestima a respiração dos ecossistemas durante períodos noturnos em condições de atmosfera estável resultando no aumento das incertezas na integração dos fluxos anuais de carbono (CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; MILLER *et al.*, 2004; TÓTA *et al.*, 2008, 2012). Porém, quando as estimativas dos fluxos são oriundas de sítios quase ideais, o erro da troca líquida anual de CO₂ é menor que $\pm 50 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (BALDOCCHI, 2003). Essas considerações reforçam a importância de compreender as limitações e particularidades da técnica de EC em diferentes condições ambientais e a necessidade de aprimorar a mensuração das incertezas para que, no futuro, as estimativas do balanço global de carbono sejam mais precisas (MAUDER *et al.*, 2013).

Apesar das limitações do método de EC, Baldocchi (2008) enfatiza que a comunidade científica que estuda os fluxos de carbono tem alcançado resultados coerentes. O autor ressalta ainda que é importante incentivar a continuidade da rede global de fluxos para garantir o aprimoramento contínuo da técnica de EC e assim possibilitar um melhor entendimento das trocas entre a biosfera e atmosfera.

1.3 Carbono no sistema solo-planta-atmosfera

A troca líquida de CO₂ (NEE, do inglês *Net Ecosystem Exchange*) é a resultante do balanço entre a absorção de CO₂ pelo processo de fotossíntese e a liberação de CO₂ para a atmosfera devido a respiração do ecossistema (REICHSTEIN *et al.*, 2012). Assim, no período diurno, o NEE pode ser obtido a partir da seguinte equação:

$$NEE = GPP + R_{eco} \quad 1.13$$

Já no período noturno, quando não há assimilação de CO₂ pelo processo de fotossíntese, o NEE pode ser definido como:

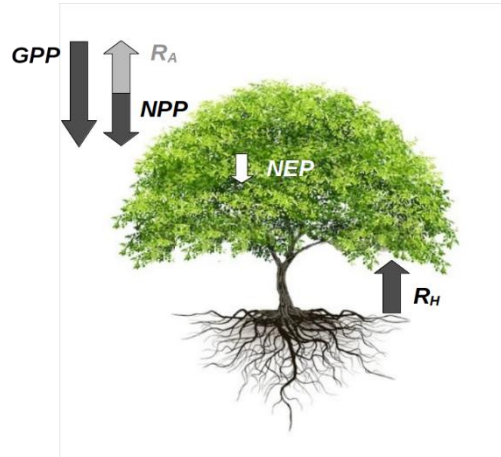
$$NEE = R_{eco} \quad 1.14$$

O NEE também pode ser determinado pela soma dos fluxos de CO₂ medidos pelo método de EC (F_C) e pela taxa de armazenamento de carbono abaixo do dossel da seguinte forma (LEE, 1998):

$$NEE = F_C + \text{armazenamento} \quad 1.15$$

A produtividade primária bruta (GPP, do inglês *Gross Primary Production*) e a respiração do ecossistema (R_{eco}) são os principais componentes terrestre do ciclo global do carbono que representam os processos biológicos do ecossistema (ACOSTA, 2019), apresentado de forma esquemática, na figura 3.

Figura 3 - Representação esquemática dos fluxos de carbono.



Fonte: Autor (2025)

O GPP é a assimilação bruta de CO_2 devido ao processo de fotossíntese, em que, as plantas utilizam a energia solar para sintetizar compostos orgânicos a partir de CO_2 e água, liberando oxigênio para o ambiente (TAIZ; ZEIGER, 2009). A respiração do ecossistema é o somatório da respiração autotrófica (R_A) realizada pelas plantas (folhas, caule e raízes) e respiração heterotrófica (R_H) também denominada respiração do solo (R_{solo}), produzida pela atividade microbiana livre presentes na camada superficial do solo (CARBONE *et al.*, 2016).

A produtividade líquida do ecossistema (NEP, do inglês *Net Ecosystem Production*) quantifica o acúmulo ou perda de carbono pelo ecossistema, sendo definida pela diferença entre a produção primária líquida (NPP, do inglês *Net Primary Productivity*) e a respiração heterotrófica (R_H) a partir da seguinte equação:

$$NEP = NPP - R_H \quad 1.16$$

Sendo o NPP a diferença entre a produção primária bruta e o carbono perdido pela respiração autotrófica (R_A) representado pela seguinte equação:

$$NPP = GPP - R_A \quad 1.17$$

1.4 Fechamento do Balanço de Energia

O fechamento do balanço de energia em superfície é utilizado para avaliar a eficiência do método de eddy covariance na estimativa dos fluxos de energia

$$Rn - G = H + LE \quad 1.18$$

O grau de fechamento entre a energia disponível ($Rn - G$) e os fluxos turbulentos ($H + LE$) é expresso pela Razão do Balanço de Energia (RBE) da seguinte forma:

$$RBE = \frac{H + LE}{Rn - G} \quad 1.19$$

A soma dos fluxos H e LE geralmente é subestimada, sendo em média 80% da energia disponível na superfície, variando entre 70% e 90% (BARR *et al.*, 2006; CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; STOY *et al.*, 2013; WILSON *et al.*, 2002). Gerando um resíduo de energia ($Res = Rn - G - H - LE$) um problema em aberto na micrometeorologia conhecido como problema do fechamento do balanço de energia em superfície. Sendo necessário a utilização de métodos de correção dos fluxos turbulentos para mitigar esse problema. Um dos mais utilizado é o método da razão de Bowen, no qual o resíduo do balanço de energia é particionado para H e LE (BOWEN, 1926; TWINE *et al.*, 2000).

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad 1.20$$

Em que β é a razão de Bowen.

Após determinada a razão de Bowen, pode-se estimar o fluxo de calor latente e calor sensível conforme as equações abaixo:

$$H^* = \frac{Rn - G}{1 + \beta^{-1}} \quad 1.21$$

$$LE^* = \frac{Rn - G}{\beta + 1} \quad 1.22$$

H^* e LE^* são os fluxos de calor sensível e calor latente corrigidos pelo Método Bowen.

Foken (2008) revisou 20 anos de pesquisas sobre o problema do fechamento no balanço de energia destacou que os erros de medições dos termos da equação do balanço de energia ou do termo de armazenamento de energia não podem explicar o não fechamento do balanço de energia e não tem influência significativa no resíduo se as medições forem feitas corretamente, visto que, a qualidade dos sensores e a precisão das medições aumentaram significativamente e não podem ser argumentos para o não fechamento do balanço de energia. O autor sugere que o fechamento pode ser possível se incluir as trocas turbulentas dos grandes vórtices.

Há algumas hipóteses que tentam explicar o não fechamento do balanço de energia. Uma delas é os termos que são negligenciados, como por exemplo, a taxa de armazenamento de energia na camada de ar e vegetação que segundo Michiles e Gielow (2008), em áreas cobertas por vegetação alta e densa, como o caso da floresta amazônica, é um componente importante do balanço de energia principalmente nas primeiras horas da manhã e em eventos de precipitação.

Outro termo negligenciado é a advecção devido ao método de EC assumir que as áreas representativas das medidas sejam planas e horizontalmente homogêneas, os transportes horizontais (advecção) podem ser desprezados, predominando apenas os fluxos verticais turbulentos. A advecção tem sido investigada principalmente em conexão com a advecção de dióxido de carbono em florestas (AUBINET *et al.* 2003, 2005, STAEBLER; FITZJARRALD 2004, TÓTA *et al.*, 2008, 2012), os resultados dessas investigações tem mostrado que, sob condições de vento calmo e muito estável acima da floresta, a importância da advecção de CO₂ sobre o balanço de carbono, pode ser igual ou de maior ordem de magnitude de NEE observado por metodologia de EC quando houve escoamentos de drenagem (STAEBLER; FITZJARRALD, 2004, 2005; SUN *et al.*, 2007; TÓTA *et al.*, 2008, 2012).

Porém, Foken (2008) concluiu que, embora a contabilização desses termos reduza o resíduo, o problema do não fechamento permanece. O autor sugere que o não fechamento é um problema de escala, já que vórtices de grandes escalas não são captados pelo sistema de EC, resultando na subestimativa dos fluxos turbulentos de energia. Então, o fechamento pode ser possível se as contribuições desses vórtices de maior escala forem contabilizadas. Stoy *et al.* (2013), corroboram essa hipótese ao analisar a relação entre o fechamento do balanço de energia e a heterogeneidade da superfície em 176 ecossistemas da base de dados do Fluxnet, uma rede global de torres de fluxo que mede continuamente as trocas de carbono, água e energia entre os

ecossistemas terrestres e a atmosfera. Os autores identificaram que a heterogeneidade da superfície foi importante para o não fechamento do balanço.

A heterogeneidade da superfície cria circulações locais e movimentos convectivos que geram grandes vórtices que se movem lentamente (baixa frequência) e não são detectados pelo método de EC por ser medições pontuais e que, em geral, aplica médias a cada 30 minutos, média temporal insuficiente para captar contribuições de baixa frequência resultando em subestimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente (FINNINGAN *et al.*, 2003; FOKEN, 2008; STOY *et al.*, 2013).

CAPÍTULO 2: AVANÇOS DO SIMPLE BIOSPHERE MODEL (SiB) NA REPRESENTAÇÃO DOS PROCESSOS FÍSICOS E BIOGEOQUÍMICOS: UMA REVISÃO DE LITERATURA

RESUMO - Esta revisão de literatura tem o objetivo de fornecer uma visão geral das melhorias e avanços do *Simple Biosphere Model* (SiB), no qual tem passado por evoluções na representação dos processos físicos e biogeoquímicos da superfície terrestre desde a sua implementação. Sua primeira modificação importante foi incluir o metabolismo do ecossistema e dados de satélite para gerar simulações mais realistas. Outras modificações surgiram ao longo dos anos, como por exemplo, o aperfeiçoamento da previsão de fotossíntese considerando estresses hídricos e térmicos, o particionamento da respiração em componente autotrófica e heterotrófica, a revisão do balanço de energia para incluir temperatura prognóstica, umidade e CO₂ no espaço aéreo do dossel e, introdução da fenologia prognóstica dinâmica ligando processos biofísicos e biogeoquímicos para prever o ciclo do carbono terrestre, removendo a dependência do índice de vegetação por satélite. O SiB é aplicado em escalas global, continental e regional, utilizado em modelos climáticos e estudos de interações superfície-atmosfera. Destacou-se em investigações sobre fluxos de carbono em diversos ecossistemas, incluindo florestas tropicais, regiões temperadas e áreas agrícolas. Portanto, o modelo SiB tem a capacidade de investigar mudanças nos fluxos superfície-atmosfera, na biomassa viva e nos reservatórios de carbono.

Palavras-chave: Fluxos de energia. Modelagem. Superfície-Atmosfera.

ADVANCES OF THE SIMPLE BIOSPHERE MODEL (SiB) IN THE REPRESENTATION OF PHYSICAL AND BIOGEOCHEMICAL PROCESSES: A REVIEW

ABSTRACT – This review aims to provide an overview of these improvements and advances in the Simple Biosphere Model (SiB), which has undergone evolution in the representation of the physical and biogeochemical processes of the land surface since its implementation. Its first important modification was to include ecosystem metabolism and satellite data to generate a more realistic simulation. Other modifications have emerged over the years, such as the improvement of photosynthesis prediction considering water stress and temperature stress, the partitioning of respiration into autotrophic and heterotrophic components, the revision of the surface energy budget to include prognostic temperature, moisture, and CO₂ in the canopy air space, and the introduction of dynamic prognostic phenology that links biophysical and biogeochemical processes to predict the terrestrial carbon cycle, removing the dependence on satellite-based vegetation indices. SiB is applied on global, continental, and regional scales and used in climate models and studies of surface-atmosphere interactions. It stood out in research on carbon fluxes in various ecosystems, including tropical forests, temperate regions, and agricultural areas. Therefore, the SiB model has the ability to investigate changes in land-atmosphere fluxes, live biomass, and carbon pools.

Keywords: Energy flux. Modeling. Surface-Atmosphere.

Andrade, A. B. S.; Tota, J.; Andrade, A. M. D. Avanços do Simple Biosphere Model (SiB) na representação dos processos físicos e biogeoquímicos: uma revisão de literatura. **Revista Contexto Geográfico**. v. 8, n. 17, p. 147-161, 2023. DOI: <https://doi.org/10.28998/contegeo.8i.17.15769>

2.1 Introdução

Os modelos de superfície terrestre (Land surface models - LSMs) desempenham um papel importante na previsão de fluxos biogeoquímicos, como água, energia e calor, entre a superfície e a atmosfera (PITMAN 2003). No entanto, devido à diversidade e complexidade das interações no sistema terrestre, os LSMs muitas vezes têm dificuldade em reproduzir corretamente os processos físicos nas florestas (RAUPACH; FINNIGAN, 1988; RAUPACH *et al.* 1991).

Desde a década de 1960, os pesquisadores têm se dedicado a medir e modelar as trocas de calor, vapor d'água e CO₂ entre as plantas e a atmosfera (CIONCO, 1965; INOUE, 1963; RAUPACH, 1988). Eles buscavam entender como os processos dessas trocas acima do dossel estavam vinculados com a fisiologia da planta e estruturas do dossel (SELLERS *et al.* 1986, 1992; WILSON; SHAW 1977). No entanto, a formulação matemática desses processos é desafiadora devido à não linearidade em relação a vários parâmetros ambientais e a sua variação ao longo do dossel.

Ao calcular fluxos de superfície para modelos de previsão do tempo e clima, esses modelos de superfície devem equilibrar a complexidade do processo com eficiência computacional, e por esse motivo a grande maioria dos LSMs representam a copa das plantas como uma única camada homogênea de fitomassa sem estrutura vertical (conhecida como *big leaf* – folha grande em tradução livre). A intenção dos modelos de folha grande é calcular os fluxos que igualam a soma dos fluxos de todas as folhas no dossel sem a complexidade e carga computacional de resolver várias camadas no dossel. A equação de Penman-Monteith para evaporação é um exemplo clássico desse modelo (MONTEITH 1965).

Deardorff, (1978) formalizou a estrutura moderna para modelos de superfície terrestre usando uma única camada de folha, mas com fluxos separados para folhas e solo (conhecido como dossel de fonte dupla). O espaço de ar do dossel é tratado como um volume total com uma temperatura e umidade específica determinada assumindo ser uma fonte/sumidouro dos fluxos de calor e umidade das folhas e do solo para o espaço de ar do dossel, equilibrando o fluxo do ar para a atmosfera. Esta estrutura foi adotada para o Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme - BATS; (DICKINSON *et al.* 1986, 1993) o Simple Biosphere model (SiB); (SELLERS *et al.*, 1986; SELLERS *et al.*, 1996b, 1996a) e gerações subsequentes de modelos de superfície terrestre. Uma desvantagem do dossel de camada única usado em modelos de superfície terrestre é que negligencia perfis verticalmente variáveis e os microclimas

dentro do dossel e suas consequências para estimar fluxos de superfície (KEENAN; NIINEMETS 2016; NIINEMETS *et al.* 2015).

Modelos mais avançados, como os de dossel multicamadas, foram desenvolvidos nas últimas décadas para simular características específicas das copas das florestas, incluindo perfis verticais de absorção de luz, velocidade do vento, potencial hídrico da folha e temperatura do ar (CHANG *et al.*, 2018; FLERCHINGER *et al.*, 2016; LAUNIAINEN *et al.*, 2015). Esses modelos também consideram a transferência radiativa, condutância estomática, fluxos de energia foliar, fluxos do solo e difusão turbulenta, associados a equações para temperatura e conservação do vapor d'água em cada camada (ASHWORTH *et al.*, 2015; 2018; BONAN *et al.*, 2014). Além disso, esses modelos levam em conta a concentração de CO₂ nas copas, sendo essenciais para simular a química das florestas (CHEN *et al.*, 2016; RYDER *et al.*, 2016; SAYLOR, 2013; XU *et al.*, 2017).

Embora modelos de dossel multicamadas sejam precisos em simular a física do dossel, requerem um alto custo computacional devido à grande quantidade de informações necessárias para representar os processos que ocorrem no dossel. Isso introduz uma complexidade difícil de implementar ao acoplar a superfície e a atmosfera em modelos de previsão do tempo e climáticos, além de aumentar o custo computacional. Em contraste, os modelos de dossel de camada única, embora incorretos em termos de física, são considerados mais simples, eficientes computacionalmente e úteis para o acoplamento nos modelos de previsão. Diante do que foi exposto, esta revisão tem como objetivo fornecer uma visão geral das melhorias e avanços do *Simple Biosphere Model* (SiB) na representação dos processos físicos e biogeoquímicos da superfície terrestre.

2.2 Evolução do simple biosphere model (SiB)

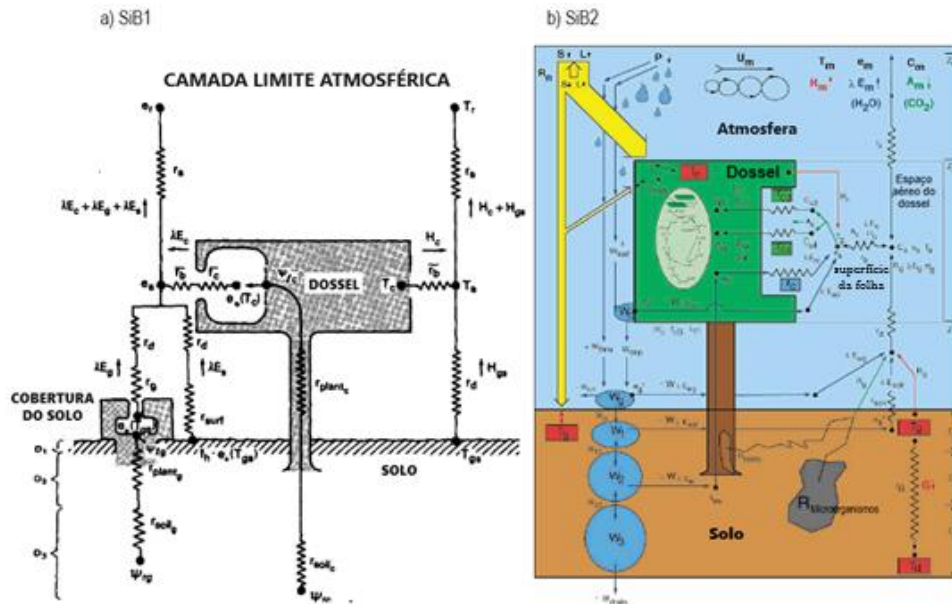
O modelo de superfície Simple Biosphere Model tem passado por melhorias e alguns avanços importantes desde sua primeira versão (doravante referido como SiB1). O SiB1 começou como um modelo de biosfera simples, mas realista, desenvolvido para calcular a transferência de energia, massa e momento entre a vegetação terrestre e a atmosfera (SELLERS *et al.* 1986). A referida ferramenta foi projetada para fornecer estimativas aprimoradas das trocas de radiação solar e terrestre, umidade, calor sensível e momento entre a superfície da terra e a atmosfera para uso em modelos de circulação geral atmosférica (GCMs, do inglês *General Circulation Models*) (SELLERS *et al.* 1996b).

O esquema de parametrização utilizou duas camadas de vegetação distintas com propriedades físicas e fisiológicas prescritas; e o modelo tinha sete variáveis prognósticas de estado físico: duas temperaturas (uma temperatura do dossel e uma temperatura para o solo e cobertura vegetal), dois armazenamentos de água interceptada (no dossel e na cobertura vegetal) e três armazenamentos de umidade do solo (uma em cada camada) (HAYNES *et al.* 2020). Sua estrutura é mostrada na Figura 4a. O supracitado modelo foi aprimorado por Randall *et al.* (1996) e Sellers *et al.* (1996a, 1996b) com o objetivo de produzir um modelo mais realista de fotossíntese e condutância do dossel adicionando metabolismo do ecossistema e dados de satélite (Figura 4b).

Essas e outras alterações realizadas na primeira versão (SiB1) resultou na segunda versão (SiB2) sintetizadas por Sellers *et al.* (1996a) da seguinte forma:

- ✓ Inserção de um modelo de condutância estomática da folha para descrever as transferências simultâneas de CO₂ e vapor d'água, para dentro e para fora da folha;
- ✓ Utilização de dados de satélite para descrição da fenologia da vegetação;
- ✓ Alterações no submodelo hidrológico para melhor descrever o fluxo e calcular com mais confiabilidade as trocas entre as camadas nos perfis do solo;
- ✓ Inclusão de uma descrição do derretimento de neve; Mudança de duas para uma camada de vegetação;
- ✓ Modificação dos tipos de cobertura vegetal resultando em uma diminuição de 12 para 9 tipos

Figura 4 - a) Representação esquemática do SiB1 com duas camadas de vegetação (dossel e cobertura do solo), três camadas de solo (D_1 , D_2 e D_3) e o processo de transferência turbulenta de energia: fluxos de calor latente (lado esquerdo) e calor sensível (lado direito), o processo de transferência radiativa, transporte e interceptação de água no solo e dossel foram omitidos. e b) estrutura do SiB2 com uma camada de vegetação (dossel), três camadas de solo, processo de transferência radiativa (setas amarelas), transporte e interceptação de água no solo e dossel (círculos azuis), processo de fotossíntese e condutância estomática e processo de transferência turbulenta de energia e gases (no dossel e no solo).



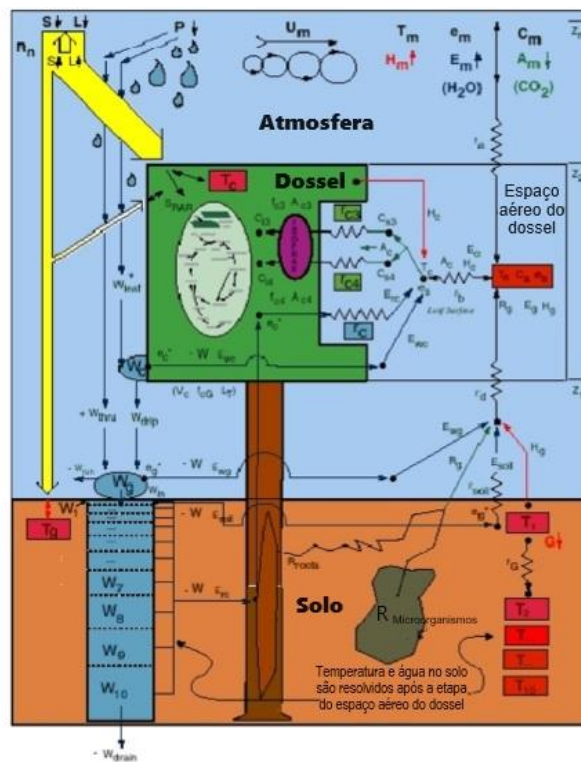
Fonte: Sellers *et al.* (1986, p. 511) e Pinheiro (2018, p. 23).

O SiB2 foi revisado e várias modificações foram adicionadas para criar o SiB3. Uma dessas modificações foi revisar o balanço de energia da superfície para incluir o prognóstico de temperatura do ar, umidade e CO_2 no espaço aéreo do dossel (CAS, do inglês *canopy air space*) para produzir cálculos de fluxo mais realistas (VIDALE e STÖCKLI, 2005). Outra mudança foi melhorar a hidrologia do modelo, adotando o submodelo *Community Land Model soil/snow*, nos quais, a temperatura e a umidade do solo são calculadas para dez camadas de solo e até cinco camadas de neve (DAI *et al.*, 2003). Todas essas camadas têm tratamento explícito de água líquida e gelo, e o perfil da raiz no solo depende do tipo de vegetação e diminui exponencialmente da superfície até a camada inferior do solo (HAYNES *et al.*, 2020; JACKSON *et al.*, 1996).

Para melhorar a fotossíntese foram realizadas três modificações importantes. Primeiro, o estresse hídrico do solo foi alterado para vincular o estresse hídrico a uma densidade de raízes efetiva e, assim, simular uma resposta mais realista da fotossíntese à seca (BAKER *et al.*, 2008; 2013). Assim como o estresse de temperatura que foi modificado para incluir uma aproximação simples do estresse

de geada e, assim, incluir uma resposta fotossintética à geada (BAKER, 2011). Em segundo lugar, para ajudar a melhorar o ciclo anual de absorção e liberação de carbono, a respiração foi dividida em componentes autotróficos e heterotróficos (SCHAEFER *et al.*, 2002). Por último, foi adicionada a capacidade de modelar a discriminação de isótopos de carbono, fracionamento biogeoquímico e a reciclagem de isótopos de carbono estáveis (SUITS *et al.*, 2005). Uma representação atualizada do SiB3 é mostrada na Figura 5.

Figura 5 - Representação esquemática do SiB3 com uma camada de vegetação (dossel), dez camadas de solo, processo de transferência radiativa (setas amarelas), transporte e interceptação de água no solo e dossel (círculos e quadrados azuis), processo de fotossíntese e condutância estomática, discriminação de isótopos de carbono C3/C4 (círculo roxo) e processo de transferência turbulenta de energia e gases (no dossel, no espaço aéreo do dossel e no solo).



Fonte: Biocycle, 2023

Tabela 1 - Esquema de classificação da vegetação utilizado no SiB1, SiB2 e SiB3

SiB1		SiB2 e SiB3	
Tipo	Nome	Tipo	Nome
1	Árvores com folhas largas e verde	1	Árvores com folhas largas e verde
2	Árvores decíduais com folhas largas	2	Árvores decíduais com folhas largas
3	Árvores com folhas largas e aciculifoliadas	3	Árvores com folhas largas e aciculifoliadas
4	Árvores aciculifoliadas e verdes	4	Árvores aciculifoliadas e verdes
5	Árvores decíduais aciculifoliadas	5	Árvores decíduais aciculifoliadas
6	Árvores com folhas largas e solo com cobertura	6	Vegetação curta / C4 - pastagem
7	Solo com cobertura	7	Arbusto com folhas largas e solo descoberto
8	Arbusto com folhas largas e solo com cobertura	8	Árvore baixa e arbustos
9	Arbusto com folhas largas e solo descoberto	9	Agricultura / C3 - pastagem
10	Árvore baixa e arbustos		
11	Solo descoberto sem vegetação		
12	Árvores com folha larga e trigo de inverno		

Fonte: Adaptado de Sellers *et al.* (1996, p. 680).

Conforme o SiB se desenvolveu, ele se ramificou para diferentes versões, cada uma adicionando novos recursos de modelagem para lidar com preocupações e incertezas no ciclo do carbono (HAYNES *et al.*, 2020), a saber:

- ✓ SiBPP, no qual adicionou a capacidade de prever a fenologia da vegetação e o estado da folha, em vez de depender de produtos de satélite (STÖCKLI *et al.*, 2008; 2011);
- ✓ SiBcrop, que prevê a fenologia da cultura (especificamente milho, soja e trigo) usando um esquema de alocação de carbono baseado em graus-dia de crescimento (GDD, do inglês *growing degree-days*). Também prevê a biomassa e o rendimento da cultura, além de simular trocas superfície-atmosfera para essas espécies (CORBIN *et al.*, 2010b; HAYNES *et al.*, 2020; LOKUPITIYA *et al.* 2009);
- ✓ SiB-CASA, em que uma versão do SiB foi acoplada à biogeoquímica do modelo Carnegie-Ames-Stanford Approach (CASA), que contém um esquema para alocação, transformação e decomposição de carbono, baseado nesse modelo (POTTER *et al.*, 1993; RANDERSON *et al.*,

1996). Essa versão é adequada para uma variedade de aplicações de pesquisa, para estudar processos que afetam o armazenamento de carbono e fluxos, pois combina processos biofísicos em escalas de tempo curtas do SiB com os processos biogeoquímicos em escalas de tempo mais longas;

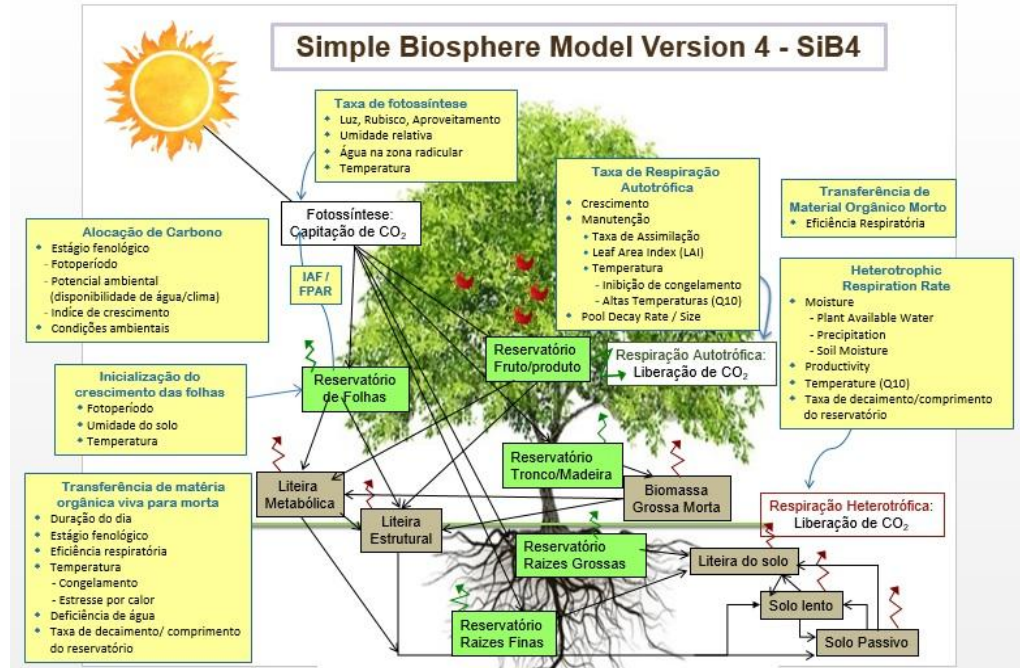
- ✓ SiB-RAMS, que está agregado a um modelo de mesoescala, o *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) que implementou “*patches*” para representar várias classes de uso da terra dentro de uma única célula de grade (SiB-RAMS), a fim de capturar a heterogeneidade da cobertura da terra (CORBIN *et al.*, 2008; WANG *et al.*, 2007).

Dessa forma, o SiB4 compila as diferentes versões, incorpora os mais recentes desenvolvimentos na modelagem da superfície da terra e inova um novo método para prever a fenologia e o ciclo do carbono terrestre, além disso, usa um único conjunto de equações para representar os processos do ecossistema em vez de especificar propriedades específicas da vegetação (HAYNES *et al.*, 2020). De acordo com Haynes *et al.* (2020), o SiB4 combina de forma consistente fluxos de carbono e reservatórios de carbono em uma estrutura preditiva e seus novos recursos podem ser resumidos da seguinte forma:

- ✓ Usa tipos funcionais de planta (PFTs);
- ✓ Incorpora reservatórios de carbono;
- ✓ Usa patches para representar a heterogeneidade;
- ✓ Introduz a fenologia prognóstica: estágios sazonais dinâmicos e estágios sazonais definidos;
- ✓ Inclui perturbação: fogo e pastoreio;
- ✓ Adiciona alocação de reserva de carbono variável;
- ✓ Inclui novos processos de respiração autotrófica;
- ✓ Adicionar mecanismos de liteira;
- ✓ Fecha o ciclo do carbono terrestre.

Com essas atualizações, o SiB4 usa uma única estrutura matemática para prever trocas de carbono, água, energia, radiação solar e terrestre e, quantidade de movimento entre a superfície e a atmosfera (HAYNES *et al.*, 2020). Uma visão geral dessa versão é mostrada na Figura 6. Nas seções seguintes será mostrado o novo método para prever a fenologia e o ciclo do carbono terrestre.

Figura 6 - Diagrama estrutural SiB4. Caixas brancas mostram as trocas terra-atmosfera de carbono via fotossíntese e respiração. As caixas verdes mostram os reservatórios de carbono vivo, as caixas castanhas mostram os reservatórios de carbono morto e as linhas pretas mostram o fluxo de carbono. As linhas verdes mostram a liberação de carbono na atmosfera via respiração autotrófica, e as linhas bordô mostram a liberação de carbono da respiração heterotrófica. As caixas amarelas mostram as influências predominantes nos fluxos e reservatórios de carbono



Fonte: Adaptado de Haynes *et al.* (2019a, p. 11).

2.3 Fenologia prognóstica

O SiB4 modela a fenologia da planta aproveitando o conceito de estágio de crescimento sem depender de valores empíricos ou dados de satélite sobre a vegetação (HAYNES *et al.*, 2020). Para prever a fenologia da planta, essa ferramenta usa estágios dinâmicos que respondem ao estado da folha e às condições ambientais. A ideia geral é que a vegetação progride através de estágios fenológicos durante uma estação de crescimento; no entanto, o estágio da fenologia pode mudar diariamente (HAYNES *et al.* 2019a). Esse comportamento dinâmico significa que as plantas podem progredir pelos estágios em taxas diferentes, retornando à fase de crescimento a qualquer momento ou nunca existindo em estágios específicos. Por exemplo, ambientes desérticos com estações chuvosas curtas progridem rapidamente através dos estágios, enquanto florestas perenes nunca ficam dormentes (HAYNES *et al.* 2019a).

Nesta abordagem, descrita em detalhes por Haynes *et al.* (2019a), o tempo e a duração das fases de crescimento e desenvolvimento da planta não são prescritos, mas diagnosticados usando uma

combinação de potenciais que respondem à taxa de assimilação, clima, duração do dia, tamanho dos reservatórios de folhas e estresse da planta devido ao clima e condições ambientais associados. Essa estratégia dinâmica permite que o SiB4 simule a variabilidade diária, sazonal e interanual usando uma abordagem mecanicista. O estágio fenológico pode mudar diariamente e está associado a velocidades máximas especificadas de rubisco (V_{max}), alocações de reservatório de carbono e transferências de carbono de reservatórios vivos para mortos.

O carbono fotossintetizado, a cada intervalo de tempo inferior a uma hora, é somado diariamente e alocado para os reservatórios vivos dependendo do desenvolvimento sazonal, que é representado pelo estágio fenológico (também atualizado diariamente). Os reservatórios de carbono acima do solo são usados para determinar o Índice de área foliar (IAF), que então é usado para calcular a fotossíntese. Além de ser usado para alocação, o estágio fenológico também desempenha um papel na determinação da V_{max} que afeta a taxa de fotossíntese, bem como a renovação do compartimento vivo para senescência. No final da estação, um IAF mínimo é mantido para que o crescimento ocorra uma vez que as condições ambientais sejam adequadas.

2.4 O ciclo do carbono terrestre

O SiB4 simula totalmente o ciclo do carbono terrestre usando a fenologia prognóstica para integrar processos ecossistêmicos, vinculando reservatórios de carbono, fluxos superfície-atmosfera e trocas biosfera-atmosfera (HAYNES *et al.*, 2020). Essa abordagem estabelece esse ciclo totalmente preditivo, em vez de depender de dados de satélite para o estado da vegetação.

A cada intervalo de tempo (atualmente a cada 10 minutos), o SiB4 calcula o albedo, o balanço de radiação, o ciclo hidrológico, Temperatura e umidade do solo e temperatura do ar, bem como os fluxos de energia, umidade e carbono, e transferências de carbono nos reservatórios (HAYNES *et al.*, 2020). A fotossíntese depende diretamente de fatores ambientais (umidade relativa, umidade do solo e temperatura do ar) e biomassa acima do solo, a absorção de carbono é determinada usando cinética enzimática (FARQUHAR *et al.*, 1980) e fisiologia estomática (COLLATZ *et al.*, 1991, 1992). A liberação de carbono ocorre por meio da respiração autotrófica e heterotrófica (REIS *et al.*, 2021; WALLWORK *et al.*, 2022). O crescimento e a manutenção da biomassa contribuem para a respiração autotrófica, e a respiração heterotrófica depende da umidade do solo, temperatura do ar e do solo e

quantidade de material vegetal morto nos reservatórios de carbono superficiais e do solo (CHEN *et al.*, 2023; OLIVEIRA *et al.*, 2017; REY *et al.*, 2021; SILVA *et al.*, 2016).

De acordo com Haynes *et al.*, (2020), para calcular os reservatórios de carbono, o SiB4 combina a fase fenológica com ajustes ambientais de temperatura e umidade do solo e assim determina a fração de carbono alocada para cada reservatório de carbono vivo. Ou seja, o carbono que é transferido entre os reservatórios varia com a taxa de assimilação, duração do dia, umidade, temperatura e tamanho do reservatório. Uma vez que os reservatórios são atualizados, o estado da superfície terrestre e suas propriedades relativas são revisados; e os novos valores são usados para assimilação e respiração, completando o ciclo do carbono e fornecendo previsões coerente e consistente sobre o estado da vegetação, hidrologia do solo e trocas entre superfície-atmosfera (HAYNES *et al.*, 2019a; HAYNES *et al.*, 2020).

2.5 Aplicações

Como foi visto nas seções anteriores, foram desenvolvidas várias versões diferentes do SiB, nas quais foram utilizadas em diversos estudos abrangendo uma ampla variedade de escalas espaciais e temporais. Inicialmente o mencionado modelo foi desenvolvido para ser implementado em modelos de circulação geral para prever as condições de contorno da superfície terrestre (RANDALL *et al.*, 1996; SATO *et al.*, 1989). Além de fornecer informações sobre propriedades da superfície e fluxos de energia, também foi atualizado para prever os fluxos de carbono, permitindo a geração de concentrações atmosféricas de CO₂ (DENNING *et al.*, 1996a; 1996b). Essas concentrações podem ser analisadas para entender os processos que influenciam as distribuições atmosféricas desse gás (CORBIN *et al.*, 2008; DENNING *et al.*, 1999; PARAZOO *et al.*, 2008; 2012).

Além disso, os fluxos globais de carbono do SiB têm sido utilizados como dados de entrada em modelos de circulação atmosférica, com o objetivo de localizar e quantificar fontes e sumidouros, com a intenção de melhorar as estimativas globais (LAW *et al.*, 2008; LOKUPITIYA *et al.*, 2008; PATRA *et al.*, 2008). De acordo com Haynes *et al.*, (2020), além de simular fluxos de carbono e energia, o SiB tem a capacidade de simular outros componentes relacionados ao carbono, o que contribui para a compreensão de processos biofísicos. Essa capacidade inclui a simulação de isótopos de carbono, utilizada em estudos globais sobre a troca no sistema (BALLANTYNE *et al.*, 2011; SUITS *et al.*, 2005; VAN DER VELDE *et al.*, 2014).

O SiB também pode simular o sulfeto de carbonila (OCS), sendo empregado em estudos globais para investigar as respostas diferenciais de fotossíntese e respiração a forçantes ambientais (BERRY *et al.*, 2013; GLATTHOR *et al.*, 2015; KUAI *et al.*, 2015; WANG *et al.*, 2016). Por fim, a capacidade de simular a fluorescência da clorofila induzida pelo sol (SIF) permitiu o uso do SiB na investigação da relação entre SIF, produção primária bruta (GPP) e na restrição do GPP (CHEESEMAN, 2018).

O modelo SiB não se limita a estudos globais, sendo utilizado em estudos regionais para investigar as interações entre a terra e a atmosfera em uma variedade de tipos de vegetação e climas (HAYNES *et al.*, 2020). Em escalas continentais, essa ferramenta tem sido empregada para estudar a fotossíntese na América do Norte e na África (BAKER *et al.*, 2010; WILLIAMS *et al.*, 2008; WILLIAMS ; HANAN, 2011). Em regiões tropicais, estudos a têm utilizado para investigar as florestas tropicais em diversas condições hidrológicas em toda a Amazônia (BAKER *et al.*, 2008; HARPER *et al.*, 2014). Em regiões temperadas, o foco tem sido em pastagens e culturas na América do Norte central para estudar as trocas de energia e carbono entre a terra e a atmosfera (HANAN *et al.*, 2005; LOKUPITIYA *et al.*, 2016). Nas altas latitudes, seu uso foi aplicado para estudar o armazenamento e fluxos de carbono em regiões em que o solo está congelado de forma permanente, independentemente das variações sazonais de temperatura (SCHAEFER *et al.*, 2011; SCHAEFER; JAFAROV, 2016; SULMAN *et al.*, 2012).

Além de seu uso *offline*, o SiB também tem sido combinado com modelos de transporte atmosférico (HAYNES *et al.*, 2020). Ele foi acoplado a um modelo de mesoescala para investigar as interações terra-atmosfera em escalas diurnas e sinóticas, incluindo circulações atmosféricas e as concentrações resultantes de CO₂ (LU *et al.*, 2005; NICHOLLS, 2004; WANG *et al.*, 2007). Um modelo atmosfera-ecossistema em escala regional, acoplado ao SiB, foi utilizado para avaliar os impactos espaciais e temporais nas concentrações atmosféricas de CO₂ provenientes das emissões de combustíveis fósseis (CORBIN *et al.*, 2010a) e de colheitas (CORBIN *et al.*, 2010b) nos Estados Unidos. Por fim, o SiB tem sido usado em conjunto com modelos regionais para estimar o balanço de carbono na América do Norte (LAUVAUX *et al.*, 2012; OGLE *et al.*, 2015; SCHUH *et al.*, 2013), bem como para investigar fontes e sumidouros de carbono específicos na região (BUTLER *et al.*, 2010; SCHUH *et al.*, 2010; ZUPANSKI *et al.*, 2007).

2.6 Considerações finais

Diante dos fatos apresentados verificou-se que o *Simple Biosphere Model* (SiB) foi introduzido pela primeira vez como uma parametrização da superfície terrestre para modelos de circulação geral (GCMs) por Sellers *et al.* (1986). Desde então, passou por várias revisões e avanços: SiB2 (SELLERS *et al.*, 1996a), SiB3 (BAKER *et al.*, 2003, 2008) e atualmente SiB4 (HAYNES *et al.*, 2020, 2019a, 2019b).

O SiB4 é uma ferramenta que pode ser utilizada em uma ampla variedade de estudos, pois combina inovações com os já estabelecidos processos de fotossíntese, hidrologia e radiação solar e terrestre. Ademais, é capaz de fechar o ciclo do carbono terrestre através da unificação dos fluxos e reservatórios de carbono por meio da fenologia e realizar previsões em diferentes escalas de tempo desde minutos a séculos. Para prever o comportamento do ecossistema em escalas de tempo de minutos, essa ferramenta utiliza mecanismos biogeoquímicos para capturar reações da vegetação ao clima em intervalos de tempo inferior a uma hora. Já para capturar o comportamento sazonal, usa-se mecanismos fenológicos e climatológicos para capturar respostas de longo prazo da vegetação ao clima. Portanto, o modelo mencionado tem a capacidade de investigar mudanças na biomassa viva, reservatórios de carbono e nos fluxos de energia, massa e momento entre superfície-atmosfera.

CAPITULO 3: FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UMA ÁREA DE SAVANA NATURAL NA AMAZÔNIA

RESUMO - Este estudo teve como objetivo analisar o fechamento do balanço de energia, bem como a resposta da evapotranspiração (ET) às variáveis ambientais em uma área de savana natural na Amazônia localizada no município de Santarém, Pará (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m), onde foi instalada uma torre micrometeorológica de 14 metros equipada com sistema de *eddy covariance*. Foram utilizados dados observacionais referentes a um período chuvoso e um período seco. Os fluxos de energia foram processados com o software TK3, aplicando correções padrão da literatura. Para entender a dinâmica temporal da ET, foram analisados ciclos de histerese com base em dados horários, explorando a relação com o saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (Tar) e déficit de pressão de vapor (DPV). Os resultados mostraram maior conversão de energia em calor latente durante o período chuvoso, e em calor sensível no período seco, refletindo a variação na disponibilidade hídrica. O fechamento do balanço de energia foi consistente, com mais de 80% da energia líquida explicada pelos fluxos turbulentos. A histerese evidenciou respostas diferenciadas da ET ao longo do dia, com influência significativa das condições atmosféricas e da umidade do solo, sobretudo no período seco. Esses resultados reforçam a importância do monitoramento micrometeorológico em ecossistemas de savana amazônica para compreender os mecanismos de troca de energia e água sob diferentes condições ambientais.

Palavras-chave: Balanço de energia. Floresta. Histerese.

ENERGY FLUX AND EVAPOTRANSPIRATION IN A NATURAL SAVANNAH AREA IN THE AMAZON

ABSTRACT – This study aimed to analyze the energy balance closure and the response of evapotranspiration (ET) to environmental variables in a natural savanna area in the Amazon, located in the municipality of Santarém, Pará (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m). A 14-meter micrometeorological tower equipped with an eddy covariance system was installed. Observational data were used for both the rainy and dry periods. The energy fluxes were processed using the TK3 software, with standard corrections applied from the literature. To understand the temporal dynamics of ET, hysteresis cycles were analyzed based on hourly data, exploring the relationship with net radiation (Rn), air temperature (Tar), and vapor pressure deficit (VPD). The results showed greater energy conversion into latent heat during the rainy period and into sensible heat during the dry period, reflecting variations in water availability. The energy balance closure was consistent, with over 80% of the net energy being explained by turbulent fluxes. Hysteresis revealed differentiated ET responses throughout the day, with significant influence from atmospheric conditions and soil moisture, especially during the dry period. These results highlight the importance of micrometeorological monitoring in Amazonian savanna ecosystems to understand the mechanisms of energy and water exchange under different environmental conditions.

Keywords: Energy balance. Forest. Hysteresis.

Andrade, A. B. S.; Tota, J.; Fluxo de energia e evapotranspiração em uma área de savana natural na Amazônia. Artigo pronto para submissão

3.1 Introdução

Estudos experimentais tem sido conduzido em diversos ecossistemas ao redor do mundo com o objetivo de avaliar o fechamento do balanço de energia em superfície utilizando a metodologia de *eddy covariance* (EC) (LEUNING *et al.*, 2012; STOY *et al.*, 2013; MCGLOIN *et al.*, 2018; CAMPOS *et al.*, 2019; BORGES *et al.*, 2020; CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025). Essa técnica é empregada na estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível (H), calor latente (LE) e CO₂, com base em medições micrometeorológicas de alta frequência, contribuindo para a compreensão das trocas de energia, massa e momento entre a superfície e a atmosfera

Para validar os fluxos obtidos pelo sistema de EC, utiliza-se a verificação do fechamento do balanço de energia por meio da relação entre os fluxos turbulentos (H + LE) e a energia líquida disponível no sistema (R_n – G), em que R_n é o saldo de radiação e o G é o fluxo de calor no solo, tendo como princípio a conservação de energia (AHRENS, 1994; WILSON *et al.*, 2002, ARAÚJO *et al.*, 2002; FOKEN, 2008). Apesar da confiabilidade do método de EC, é frequentemente observada uma diferença, que pode variar entre 10% e 30%, entre a soma dos fluxos turbulentos e a energia líquida disponível, resultando no problema do não fechamento do balanço de energia em superfície (WILSON *et al.*, 2002; FOKEN, 2008; LEUNING *et al.*, 2012). Mesmo com os avanços no desenvolvimento de equações para *eddy covariance*, melhorias instrumentais, aplicações de correções e caracterização de incertezas nas medições o problema do não fechamento do BES ainda persiste em todos os tipos de superfície (MCGLOIN *et al.*, 2018; PAPAIE *et al.*, 2006; GU *et al.*, 2012; LEUNING *et al.*, 2012).

Entre os componentes do balanço de energia, o fluxo de calor latente é responsável por grande parte da dissipação de energia disponível por meio do processo de evapotranspiração (ET). A ET é a combinação dos processos de evaporação da água do solo e da transpiração das plantas, refletindo não apenas a disponibilidade de água, mas também o estado fisiológico da vegetação, sendo diretamente influenciada por fatores como o saldo de radiação, temperatura do ar, déficit de pressão de vapor, umidade do solo e velocidade do vento (CUI *et al.*, 2020; LU *et al.*, 2011; STULL, 1988). Neste contexto, o objetivo deste estudo é analisar o fechamento do balanço de energia em uma área de savana na Amazônia. Além de avaliar a relação de histereses entre a evapotranspiração e as variáveis ambientais.

3.2 Metodologia

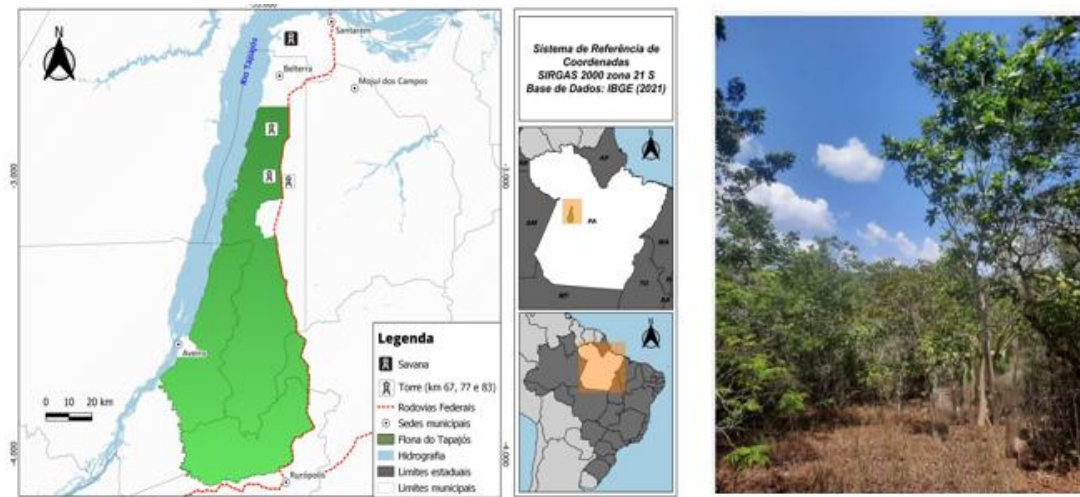
3.2.1 Área de estudo

O estudo foi conduzido em área natural de savana, conhecida como Savana de Alter do chão (2° 30' 15" S; 54° 53' 23" W; 68 m alt.), no município de Santarém – PA, Brasil. Abrange uma área de aproximadamente 50 km² e fica às margens da rodovia PA-457, estrada que liga Santarém ao distrito de Alter do Chão, distante aproximadamente 8 km da margem direita do rio Tapajós, próximo a desembocadura dos rios Tapajós e Arapiuns com o rio Amazonas e em seus domínios são encontrados alguns igarapés (Figura 7).

A vegetação local é de pequeno porte, apresenta dossel descontínuo e moitas bem definidas, suscetível a incêndios periódicos, com troncos tortuosos, córtex espesso e folhas coriáceas (MIRANDA, 1993). As espécies arbóreas têm alturas média entre 2 a 5 m podendo atingir cerca de 12 m (CORRÊA, 2019). O solo é predominantemente arenoso, ácido e com baixos teores de nutrientes (MIRANDA, 1993).

A classificação climática da região é definida como clima tropical úmido (Thornthwaite, 1948) com precipitação acumulada 1878 mm ano⁻¹. A temperatura do ar média anual é de 26,0 °C, com máxima de 31,2 °C e mínima de 21,9 °C. Os ventos da região são predominantes de leste (ventos alísios), mas a brisa do rio Tapajós também tem influência considerável, ocorrendo em 50% dos dias, o que altera as condições de temperatura e umidade da região (TAPAJÓS, 2017).

Figura 7 - Localização do sítio experimental no município de Santarém – PA.



Fonte: Autores (2025).

3.2.2 Instrumentação e Aquisição de dados

Uma torre micrometeorológica triangular, de 14 metros de altura, foi instalada e instrumentada com a finalidade de realizar medições de fluxos de energia, carbono e variáveis microclimáticas (Figura 7). Na qual, foi montado um sistema de *eddy covariance* que constitui de um anemômetro sônico tridimensional para medir os três componentes do vento – zonal (u), meridional (v) e vertical (w) e a temperatura virtual, um analisador de gás por infravermelho para aferir concentrações de dióxido de carbono (CO_2) e vapor d'água (H_2O).

Além disso, a torre foi instrumentada com um saldo radiômetro usado para determinar o saldo de radiação; dois anemômetros bidimensionais para quantificar em diferentes níveis a direção e velocidade do vento; dois termohigrômetros para medir temperatura do ar e umidade relativa do ar; e uma estação meteorológica automática para coletar dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento.

Um pluviômetro foi instalado a dois metros a leste da torre. Foi aberta uma trincheira de 1m x 1m x 1m, orientada ao norte, a dois metros de distância da torre para instalar os sensores do solo, sendo quatro termopares para aferir temperatura do solo, dois reflectômetros para mensurar umidade do solo e uma placa de fluxo para medir o fluxo de calor no solo. A Tabela 2 apresenta as alturas de instalação de cada instrumento e a frequência de aquisição de dados. Um abrigo de madeira com dimensões de 1,20 m x 1,00 m x 1,00 m, com ventilação natural e elevado 70 cm

acima do solo foi construído para abrigar o sistema de aquisição de dados e no topo da torre foi instalado um para-raios.

Tabela 2 - Lista de variáveis medidas, instrumentos, frequência de aquisição e alturas de medição na torre.

Variável medida	Instrumentos	Nível vertical (m)	Frequência de aquisição (Hz)
Saldo de radiação	NR Lite, Kipp & Zonen, Delft, Holanda	14	10
Componentes do vento (u, v e w) e Temperatura virtual sônica.	CSAT3, Campbell Scientific; Logan, UT, EUA	12	10
Concentrações de dióxido de carbono (CO ₂) e de vapor d'água (H ₂ O)	LI-7500, LI-COR Inc.; Lincoln, NE, EUA	12	10
Temperatura e umidade relativa do ar	HMP45C, Vaisala, Helsinki, Finlândia	8 e 5	1
Direção e velocidade do vento	Gill Instruments, Reino Unido	8 e 5	4
Temperatura e umidade do ar, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento	MetPak PRO-100, Gill Instruments	2	1
Precipitação pluviométrica	TE525, Texas electronics/Campbell Scientific	0,7	1
Temperatura do solo	Termopares	-0,025, -0,06, -0,5 e -1	1
Umidade do solo	CS615 e CS616, Campbell Scientific	-0,025 e -0,20	1
Fluxo de calor no solo	HFP01, Hukseflux	-0,08	1

Fonte: Autores (2025)

Para este estudo, foram utilizados dados de temperatura do ar, déficit de pressão de vapor, evapotranspiração, saldo de radiação (R_n), fluxos de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) de um período chuvoso (25/03/2019 a 31/03/2019) e um período seco

(12/08/2019 a 18/08/2019). Os dados de fluxos de energia foram calculados com um tempo de integração de 30 minutos usando o software TK3 (MAUDER; FOKEN, 2015) que aplica as correções necessárias seguindo as recomendações de (FOKEN *et al.*, 2012) e envolveu remoção de valores espúrios, rotação de coordenadas, compensação de atraso de tempo, correção de perda espectral, correção Webb-Pearman-Leuning (WPL) para flutuações de densidade e transporte vertical de massa, e a correção de Schonatus-Nieuwstadt-De Bruin (SND) para conversão de flutuações da temperatura sônica, em flutuações da temperatura real. O software TK3 também inclui um esquema de sinalização de qualidade que testa os dados quanto à estacionariedade e ao desenvolvimento de turbulência (para mais detalhes acesse o manual <https://zenodo.org/records/20349>).

Para avaliar a eficiência do método de *eddy covariance* em estimar os fluxos de energia foi utilizado a seguinte equação:

$$R_n - G = H + LE \quad 3.1$$

A soma dos fluxos H e LE geralmente é subestimada, sendo em média 80% da energia disponível na superfície, variando entre 70% e 90% (BARR *et al.*, 2006; CARNEIRO *et al.*, 2023; STOY *et al.*, 2013; WILSON *et al.*, 2002), gerando um resíduo de energia obtido a partir da equação:

$$\text{Res} = R_n - G - H - LE \quad 3.2$$

Além disso, foi calculado a fração de energia (FE) que cada componente (H, LE e G) utiliza da quantidade de energia líquida disponível no ambiente.

$$FE_H = \frac{H}{R_n} \quad 3.3$$

$$FE_{LE} = \frac{LE}{R_n} \quad 3.4$$

$$FE_G = \frac{G}{R_n} \quad 3.5$$

3.2.3 Evapotranspiração

A evapotranspiração real (ET) da área de estudo foi estimada a partir do ciclo diário do fluxo de calor latente (LE), expresso em $W\ m^{-2}$. O cálculo foi realizado com base na seguinte equação:

$$ET = \frac{LE}{L_v \rho_w} (1000)(\Delta t) \quad 3.6$$

Em que, L_v é o calor latente de vaporização, assumido como $2,45 \times 10^6\ J\ kg^{-1}$, o ρ_w é a densidade da água ($998\ kg\ m^{-3}$) e o Δt representa o intervalo de tempo, fixado em 3600 segundos (1 hora), para obter a ET horária ($mm\ h^{-1}$).

3.2.4 Análise de histerese

A análise de histerese, com base em dados horários, foi empregada para investigar a dinâmica temporal e a não linearidade nas respostas da evapotranspiração (ET) a variáveis ambientais como a temperatura do ar (Tar), o déficit de pressão de vapor (DPV) e o saldo de radiação (Rn). Essa abordagem permite identificar padrões de respostas diferenciados ao longo do dia.

A histerese descreve a capacidade de um sistema de absorver e se recuperar de perturbações. Essa capacidade não depende apenas da intensidade da perturbação mais também de seu histórico (RUBERT *et al.*, 2018; ZUECCO *et al.*, 2015). Sendo caracterizada por três elementos fundamentais: 1) a orientação que pode ser horária ou anti-horária, 2) a forma que pode ser linear, elíptica, retangular ou em forma de oito e 3) a área do ciclo que pode ser grande ou pequena (CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; CUI *et al.*, 2020; ZUECCO *et al.*, 2015).

Para eliminar o efeito das diferentes magnitudes entre as variáveis, todos os dados utilizados foram normalizados, dividindo-se cada valor pelo seu respectivo valor máximo. A partir dessa padronização, foram construídos diagramas de dispersão entre a evapotranspiração normalizada (ET/ET_{max}) e as variáveis também normalizadas (Rn, Tar e DPV), seguindo a metodologia descrita em outros estudos (CARNEIRO *et al.*, 2023; DHUNGEL *et al.*, 2021; RUBERT *et al.*, 2018, 2022; ZHENG *et al.*, 2014).

3.2.5 Análise estatística

O teste de correlação de *Spearman*, método estatístico não paramétrico, foi usado para avaliar a relação entre a evapotranspiração (ET) e as variáveis meteorológicas (Rn, Tar e DPV). Este teste é útil quando os dados não seguem uma distribuição normal. A correlação de *Spearman* avalia a tendência de duas variáveis crescerem ou decrescerem juntas. O coeficiente varia entre -1 (correlação negativa) e 1 (correlação positiva). O zero indica ausência de correlação.

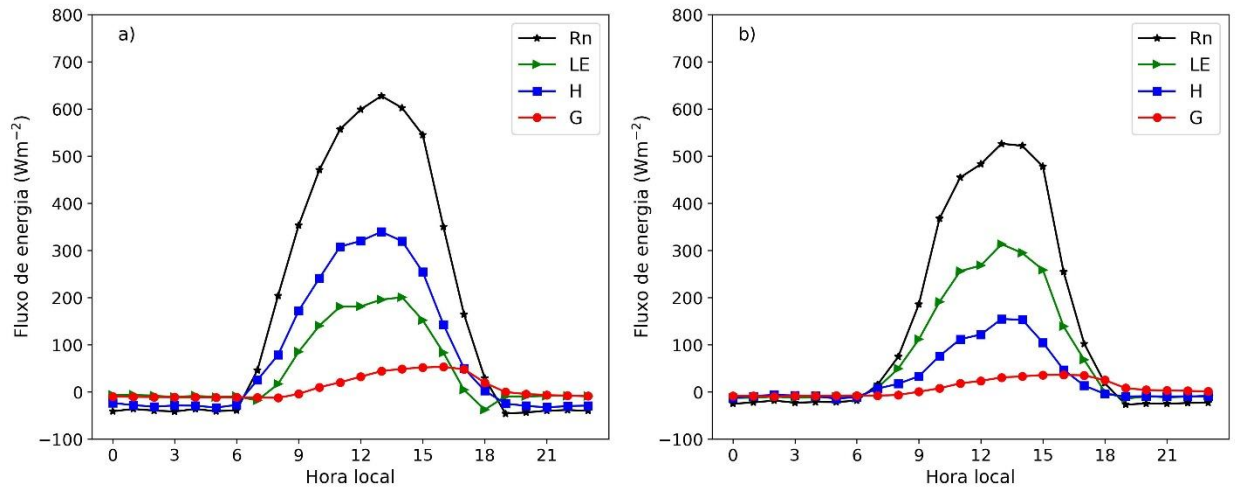
3.3 Resultados e discussão

A compreensão dos processos físico-químicos que ocorrem na interação entre a vegetação e a atmosfera depende da obtenção e análise do saldo de radiação (Rn) nas superfícies vegetadas. Como o Rn em ambientes tropicais é governado principalmente pela cobertura de nuvens e não por diferenças sazonais na insolação (GERKEN *et al.*, 2018), analisou-se o ciclo médio diário dos componentes do balanço de energia durante alguns dias do período seco (12 a 18/08/2019) e chuvoso (25 a 31/03/2019). Tanto o fluxo de calor latente (LE) quanto o fluxo de calor sensível (H) seguem o ciclo médio diário do Rn, aumentam no decorrer da manhã atingindo um máximo próximo às 13h, em seguida, diminuem chegando a valores negativos após as 18h (Figura 8).

Durante o período seco, o saldo de radiação (Rn) apresentou média diurna de $410,8 \text{ W m}^{-2}$ e máximo de $627,5 \text{ W m}^{-2}$, os fluxos de LE, H e G registraram médias diurnas de $111,3 \text{ W m}^{-2}$, $204,8 \text{ W m}^{-2}$ e $25,6 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. No período chuvoso, o aumento da cobertura de nuvens reduziu o Rn, cuja média diurna foi de $315,0 \text{ W m}^{-2}$ e máximo de $526,4 \text{ W m}^{-2}$. Essa redução resultou em médias diurnas menores de H ($76,5 \text{ W m}^{-2}$) e G ($18,9 \text{ W m}^{-2}$). No entanto, o fluxo de calor latente (LE) aumentou, alcançando média diurna de $178,2 \text{ W m}^{-2}$. Esses resultados estão em conformidade com estudo realizado por Carneiro *et al.* (2023) sobre o fechamento do balanço de energia em superfície (BES) em uma floresta Amazônica durante um ano neutro e um evento de El Niño mostrou que os fluxos de LE e H seguiram a sazonalidade do Rn e que os maiores valores de Rn ocorreram no período seco e os menores valores no período chuvoso para ambos os anos. Gerken *et al.* (2018) também investigando o fechamento do BES em uma floresta Amazônica observaram que, durante a estação seca, o máximo diurno Rn é aproximadamente 100 W m^{-2} maior do que na

estação chuvosa. Este padrão foi identificado em nossos resultados onde tivemos uma diferença de $101,1 \text{ Wm}^{-2}$ que pode ser explicada pela presença de maior nebulosidade no período chuvoso.

Figura 8 - Variação horário de Rn, LE, H e G para os períodos a) seco e b) chuvoso



Fonte: Autores (2025)

O fechamento do balanço de energia em superfície (FBES) foi estimado usando a equação 3.1. Os resultados mostraram uma subestimativa dos fluxos turbulentos (H e LE). A soma dos fluxos de calor sensível e latente representou 82% (período seco diurno) e 86% (período chuvoso diurno) da energia líquida disponível (Rn-G). Essa subestimativa pode ser atribuída a vários fatores discutidos em estudos anteriores sobre o problema do FBES. Um desses fatores que tem recebido muita atenção nos últimos anos é que o sistema de EC não consegue capturar movimentos turbulentos de baixa frequência, resultante da heterogeneidade da superfície, devido ao período de média de 30 minutos que é considerado inadequado (CHARUCHITTIPAN *et al.*, 2014; EDER *et al.*, 2014; FOKEN *et al.*, 2011; GAO *et al.*, 2017; STOY *et al.*, 2013). Além disso, Leuning *et al.* (2012) argumentam que o termo de armazenamento de energia não medido ou medido de forma inadequada pode contribuir para essa subestimativa.

O fechamento obtido está de acordo com outros estudos, apresentando resultados superiores a 60% em ecossistemas de savana, floresta e caatinga (ver Tabela 3). Stoy *et al.* (2013), analisando a relação entre FBES e a heterogeneidade da superfície em 173 ecossistemas do FLUXNET encontraram que, em média, o fechamento foi de 84% com melhores resultados em florestas densas

e savanas (acima de 90%). Estudo realizado por McGloin *et al.* (2018) mostrou que o FBES variou entre 60 e 80% em função dos diferentes tipos de vegetação, topografias e condições atmosféricas.

Tabela 3 - Fechamento do balanço de energia superficial em diferentes coberturas vegetais.

Sítio Experimental	Resíduo	R ²	Referências
Floresta Boreal Aspen	13%	0,93	Blanken <i>et al.</i> (1998)
EUROFLUX	1 – 30%	0,84 – 0,93	Albinet <i>et al.</i> (2000)
Floresta Tropical	16 – 25%	0,86 – 0,88	Araújo <i>et al.</i> (2002)
FLUXNET	4 – 36%	0,53 – 0,99	Wilson <i>et al.</i> (2002)
Floresta Tropical	13,6%	0,86	da Rocha <i>et al.</i> (2004)
Floresta Tropical Semi - decidual	26%	0,89	von Randow <i>et al.</i> (2004)
ChinaFlux	9 – 23%	0,51 – 0,93	Yu <i>et al.</i> (2006)
Savana	5%	0,97	Mauder <i>et al.</i> (2007)
Pastagem	10%	0,41 – 0,95	Castellví <i>et al.</i> (2008)
Floresta Tropical Semi - decidual	26%	0,87	Vourlitis <i>et al.</i> (2008)
Savana	6%	0,90	Leuning <i>et al.</i> (2012)
FLUXNET	6 – 24%	0,84	Stoy <i>et al.</i> (2013)
FLUXNET e ICOS	16– 32%	0,68– 0,81	McGloin <i>et al.</i> (2018)
Caatinga	24 – 25%	0,96	Campos <i>et al.</i> (2019)
Caatinga	24 – 30%	0,96 – 0,99	Borges <i>et al.</i> (2020)
Floresta Tropical	24%	0,80 – 0,93	Carneiro <i>et al.</i> (2023)
Caatinga	15– 30%	0,95 – 0,98	Carneiro <i>et al.</i> (2025)

Fonte: autores (2025)

O particionamento de energia foi obtido com base nas equações 3.3, 3.4 e 3.55. A porção de R_n convertido em LE e H durante o período chuvoso diurno foi de 56,6% e 24,3% respectivamente (Tabela 4). No período seco diurno, essas proporções foram de 27,1% para LE e 49,8% para H. Já os valores do R_n convertidos em G foram de 6,0% (chuvoso) e 6,2% (seco) representando menos de 7% da energia disponível em ambos períodos.

Esses resultados mostram que, no período chuvoso, a maior parcela da energia disponível foi usada no processo de evapotranspiração, enquanto no período seco foi utilizada no aquecimento da atmosfera por meio do fluxo de calor sensível. A maior quantidade de energia destinada ao fluxo de calor latente no período chuvoso pode ser explicada pela maior quantidade de água disponível

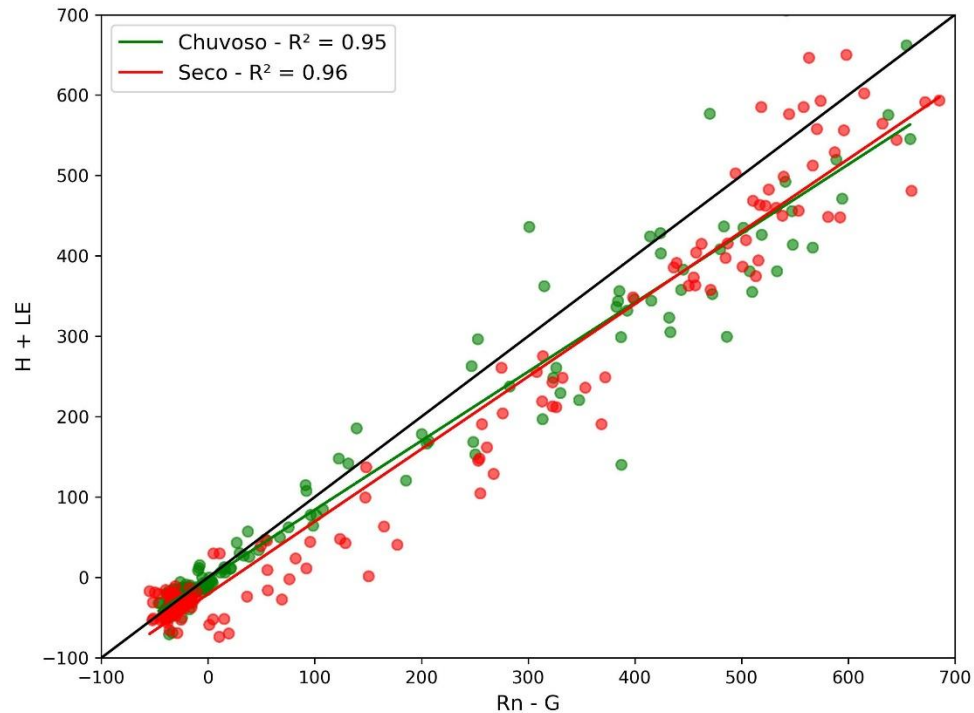
no solo, permitindo as plantas realizem uma maior taxa de evapotranspiração, com isso, menos energia é destinada ao aquecimento da atmosfera (GOMES *et al.*, 2015). Já no período seco, embora a disponibilidade de água seja menor, a floresta conseguem manter um nível significativo de evapotranspiração devido a sistemas radiculares profundos que acessam água armazenada nos solos (ICHII *et al.*, 2007; NEPSTAD *et al.*, 1994). No entanto, eventos de seca prolongada e intensa podem diminuir essa capacidade e afetar a distribuição de energia (VOURLITIS *et al.*, 2015).

Tabela 4 - Valores médios diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G), fechamento do balanço de energia em superfície (FBES) e resíduo para os períodos chuvoso e seco.

Período	Rn (Wm⁻²)	LE (Wm⁻²)	H (Wm⁻²)	G (Wm⁻²)	LE/Rn (%)	H/Rn (%)	G/Rn (%)	FBES (%)	Resíduo (Wm⁻²)
Chuvoso	315,0	178,2	76,5	18,9	56,6	24,3	6,0	86	41,4
Seco	410,8	111,3	204,8	25,6	27,1	49,8	6,2	82	69,1

Fonte: Autores (2025)

A figura (9) mostra ao fechamento do balanço de energia. Durante o período seco, a inclinação da reta ajustada foi de 0,90, indicando um fechamento do balanço de energia mais eficiente, com o intercept de -20,68. No período chuvoso, a inclinação da reta foi de 0,86, o que representa uma subestimação de 14 %, com intercept de -1,78. Os coeficientes de determinação (R^2) mostram forte correlação entre os fluxos turbulentos (LE + H) e a energia disponível (Rn – G), com valores de 0,96 no período seco e 0,95 no chuvoso (Tabela 5). Esses resultados indicam que a parte do balanço de energia não explicado é inferior a 6%, evidenciando uma relação linear consistente entre os fluxos turbulentos e a energia líquida disponível. Em resumo, a maior parte da energia disponível é convertida em fluxos turbulentos, como o calor sensível e calor latente. Estes resultados estão de acordo com encontrados na literatura (ver Tabela 3).

Figura 9 – Fechamento do balanço de energia para o período chuvoso e o período seco.

Fonte: Autores (2025)

Tabela 5 – Valores médio de slope, intercept e R^2 da regressão linear entre H+LE e Rn-G no período seco e chuvoso.

	Slope	Intercept	R²
Período Seco	0,90	-20,68	0,96
Período chuvoso	0,86	-1,78	0,95

Fonte: Autores (2025)

Para uma melhor compreensão de como o ecossistema de Savana respondem a variações ambientais ao longo do tempo foram avaliados os ciclos médios horário de histerese entre a evapotranspiração e algumas variáveis ambientais (Figura 10).

O gráfico de histerese mostra a relação entre a evapotranspiração normalizada (ET/ET_{max}) e as variáveis ambientais normalizadas, como o saldo de radiação (Rn/Rn_{max}), temperatura do ar (Tar/Tar_{max}) e déficit de pressão de vapor (DPV/DPV_{max}). As interações foram analisadas em dois períodos: o seco (linha e setas vermelhas) e o chuvoso (linha e setas verde). As setas indicam a direção do ciclo que foi horária nas três interações (Figura 10). No painel superior, a relação entre

a evapotranspiração e o saldo de radiação apresenta um comportamento mais linear e direto, indicando que a ET aumenta proporcionalmente com o aumento da radiação líquida. O *loop* de histerese é pequeno, sugerindo que a ET responde rapidamente às mudanças na radiação. A radiação líquida é um dos principais impulsionadores dos processos de ET independente da sazonalidade (CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; DHUNGEL *et al.*, 2021; RUBERT *et al.*, 2018). A correlação de Spearman (Tabela 6) entre ET e Rn reflete essa relação, com valores de 0,87 e 0,92 em períodos secos e chuvoso.

No painel do meio, a histerese entre a ET e Tar apresenta um ciclo na direção horária, representada pelas setas. Em ambos períodos, os valores de ET aumentaram rapidamente e atingiram o pico aproximadamente entre 12h30 e 13h30 (horário local) seguido de uma diminuição a tarde. Um comportamento semelhante foi encontrado em outros estudos em diferentes biomas (AHRENDTS *et al.*, 2014; CARNEIRO *et al.*, 2023, 2025; DHUNGEL *et al.*, 2021; RUBERT *et al.*, 2018; ZHENG *et al.*, 2014). No entanto, durante o período chuvoso, a curva é mais estreita e a ET atinge valores menores mesmo com a temperatura atingindo valores maiores, indicando uma menor influência da temperatura do ar. Esse comportamento sugere que mesmo com temperaturas relativamente altas a ET pode ser limitada por outros fatores, como por exemplo, a saturação do solo que pode reduzir a eficiência do fluxo hídrico da planta. Embora a relação entre o conteúdo de água do solo e a evapotranspiração seja complexa variando devido ao tipo de solo, tipo de vegetação e adaptação da vegetação à seca, o papel do conteúdo de água do solo próximo à superfície é significativo, pois influencia tanto na evaporação da água do solo quanto na transpiração das plantas (RUBERT *et al.*, 2018; TEULING *et al.*, 2006).

Já no período seco, observa-se uma curva mais ampla, com a ET atingindo valores maiores à medida que a Tar aumenta, indicando um impacto maior da temperatura do ar sobre a evapotranspiração. Essa relação é confirmada pelo coeficiente de Spearman, que apresentou valor de 0,73 no período seco e 0,68 no período chuvoso, evidenciando uma correlação mais forte entre ET e Tar durante o período seco. Isso sugere que sob condições de déficit hídrico há uma maior demanda atmosférica por evapotranspiração. No entanto, esse aumento na demanda não deve permanecer por um longo prazo já que a planta reduz sua atividade estomática para evitar estresse hídrico (MENDES *et al.*, 2023; RUBERT *et al.*, 2018).

No painel inferior, O *loop* de histerese entre ET e DPV foi semelhante ao encontrado entre ET e Tar. O aumento da ET pela manhã e a redução à tarde podem estar relacionado a

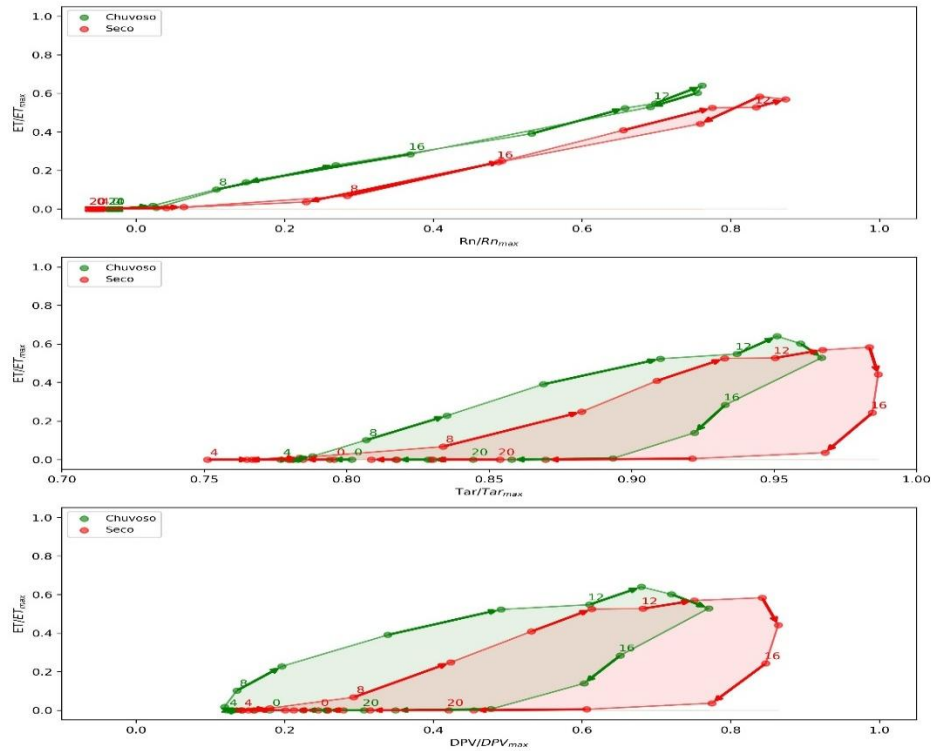
disponibilidade de energia e água no solo, além do controle estomático que controla a transpiração das plantas contribuindo para o aparecimento de histerese. Estudos revelaram que os estômatos respondem de maneira distinta às variações ambientais ao longo do dia (BAI *et al.*, 2015; TAKAGI *et al.*, 1998). Pela manhã, no período chuvoso, a maior disponibilidade de água favorece uma maior variação de ET e a torna menos sensível às flutuações do DPV, ou seja, um aumento ou diminuição do DPV não causa alterações proporcionais na ET, resultando em uma área de histerese maior. À tarde, a umidade do solo reduzida, a ET passa a ser mais influenciada pelo DPV, diminuindo área de histerese. Em contraste, durante o período seco, a menor disponibilidade de água intensifica a resposta da ET ao DPV, levando a uma área de histerese menor pela manhã e maior à tarde, quando as plantas aumentam a transpiração devido a necessidade de um maior resfriamento. Essa relação é corroborada pelos valores do coeficiente de Spearman, que são de 0,72 durante o período seco e 0,63 no chuvoso.

Tabela 6 - Correlação de Spearman entre evapotranspiração (ET) e variáveis ambientais: saldo de radiação (Rn), déficit de pressão de vapor (DPV) e Temperatura do ar (Tar)

	ET		
	Rn	DPV	Tar
Período Seco	0,87	0,72	0,73
Período chuvoso	0,92	0,63	0,68

Fonte: Autores (2025)

Figura 10 – Relação de histerese entre a evapotranspiração e as variáveis saldo de radiação (R_n), temperatura do ar (T_{ar}) e déficit de pressão de vapor (DPV). As setas indicam a direção do ciclo.



Fonte: Autores (2025)

3.4 Conclusão

O balanço de energia no sítio de estudo corrobora outras pesquisas realizadas em ambientes similares, evidenciando que, durante o período chuvoso, há maior conversão da energia disponível para a mudança de estado físico da água via calor latente. Enquanto no período seco, há maior conversão de energia em calor sensível. O fechamento do balanço de energia foi consistente, com mais de 80% da energia líquida ($R_n - G$) explicada pelos fluxos turbulentos ($LE + H$).

As análises de histerese entre a evapotranspiração e variáveis ambientais como o saldo de radiação, temperatura do ar e déficit de pressão de vapor mostraram comportamentos distintos entre os períodos seco e chuvoso. O R_n apresentou resposta direta e rápida da ET, enquanto os efeitos da temperatura do ar e do DPV foram modulados pela disponibilidade de água no solo e pelo controle estomático das plantas, com maior sensibilidade observada no período seco. Esses padrões destacam a complexidade dos mecanismos de troca de energia e água nesse ecossistema, e ressaltam a importância do monitoramento micrometeorológico contínuo para compreender como ecossistemas de savana amazônica respondem às variações ambientais

CAPITULO 4: CONCENTRAÇÃO DE DIÓXIDO DE CARBONO EM AMBIENTE DE SAVANA NA AMAZÔNIA: ESTUDO DE CASO

RESUMO - Para investigar a correlação entre duas séries temporais (CO₂ com a temperatura do ar e com a velocidade do vento), empregou-se transformada de coerência e fase em ondeletas. Os dados deste estudo compreendem o período de 16 de outubro de 2018, e são provenientes da torre micrometeorológica instalada área natural de savana (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m de alt.), em Santarém (PA). A correlação entre a concentração de CO₂ com temperatura do ar percebeu-se núcleos estatisticamente significativos (superior a 0,8). Ao confrontar com a velocidade do vento, em microescala, detectou-se uma região caótica e desordenada, apresentando “ilhas” (estatisticamente significativa) bastante intermitentes e setas atuando de forma aleatória, justificado pela baixa amplitude dessas séries. Seguramente, o emprego da coerência e de fase em ondeletas é fundamental para enfatizar as relações entre o CO₂ com variáveis meteorológicas. Fica evidente, mesmo para o período de apenas um dia, anticorrelação entre os sinais de CO₂ com a temperatura do ar. E que no domínio temporal inferior a 32 minutos (microescala), a velocidade do vento, em alguns momentos, exerce forte influência na concentração do referido gás (>0,8), principalmente das 09 às 15 HL.

Palavras-chave: CO₂. Variáveis meteorológicas. Ondeletas.

CARBON DIOXIDE CONCENTRATION IN THE SAVANNAH AMAZON: A CASE STUDY

ABSTRACT - To investigate the correlation between two time series (CO₂ versus air temperature and wind speed), we used coherency wavelets and phase angle. The datasets used in this study are in the October 16 of 2018, measured from micrometeorological tower in savanna natural area (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m a.m.s.l.), Santarém (PA). The correlation between with CO₂ concentration and air temperature detected high coherence (upper 0.8). When confronted with the wind speed, in microscale, detection a chaotic and disordered region, displaying very intermittent and showed “islands” (statistically significant), justified by the low amplitude between them. Naturally, the use of coherence wavelet and phase is fundamental to emphasize the between with CO₂ and meteorological variables ration. It is evident, even for one day only, anti-phase relation between with the CO₂ and air temperature signals. The temporal domain less than 32 minutes (microscale), the wind speed, at some moments, exerts a strong influence on the concentration of the referred gas (> 0.8), mainly from 09 to 15 local time.

Keywords: CO₂. Meteorological variables. Wavelets.

Andrade, A. M. D.; Silva, R.; Tota, J.; Moreira, V. S.; Santos, A. B.; Santana, R. A. Pinto, J. S. Concentração de dióxido de carbono em ambiente de savana na Amazônia: estudo de caso. **Ciência e Natura**. v. 42, e32, p. 1-8, 2020. DOI:10.5902/2179460X53214.

4.1 Introdução

Atualmente as savanas amazônicas é um ecossistema ainda inexplorado e que tem sofrido grandes impactos de ações antrópicas. Grande parte desse ecossistema se encontra em território brasileiro. A concomitância de floresta (vegetação de maior porte, 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 dos 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, sendo eficaz no planejamento e manejo de atividades agrícolas (FAUSTO, 2014).

Apesar da grande importância do estudo sobre savanas naturais na Amazônia, pouco se conhece dos processos físicos, químicos e biológicos. Assim, estudar as suas características naturais ainda preservadas, já que existe uma crescente devastação desse ecossistema, ocasionada muitas vezes de forma predatória, é fundamental e contribuir para a produção literária a respeito da dinâmica desse ambiente, dentro do âmbito da micrometeorologia.

Em um ambiente vegetativo, as plantas e bactérias quimiossintetizantes, consomem o dióxido de carbono atmosférico (CO_2), sendo que parte desse gás retorna para a atmosfera através da respiração das plantas. No decorrer do período diurno, mediante à fotossíntese, a vegetação absorve CO_2 e liberam oxigênio (O_2), entretanto durante a noite a vegetação cessam o processo da fotossíntese, favorecendo assim para o aumento da concentração de CO_2 , em consequência do seu processo respiratório (capta O_2 e cede CO_2).

Nesse contexto, quanto à originalidade do tema, e considerando a carência de caracterização biofísica e ecológica desse ecossistema, surge a necessidade de uma investigação científica nas áreas de savana natural na Amazônia, em particular na região Oeste do Pará, como também apurar a competitividade e o equilíbrio dinâmico desse ecossistema com a floresta tropical úmida. Diante disso, este estudo utilizará a abordagem dos métodos de análise de coerência e fase em ondeletas para detectar as relações entre algumas variáveis meteorológicas com a concentração de CO_2 .

4.2 Materiais e Métodos

A pesquisa foi conduzida em área natural de savanas, mesclada com a floresta, no município de Santarém, Pará. A área experimental fica as margens da PA-457, estrada que liga Santarém a Alter do Chão. A vegetação local consiste predominantemente de árvores e arbustos dispersos. A área de pesquisa é em terreno plano, nas margens do rio Tapajós, e em seus domínios são encontrados alguns igarapés. Vale salientar que informações sobre a referida área, por ser inexplorada, são escassas na literatura.

Neste local foi instalado uma torre micrometeorológica triangular, de 14 metros de altura (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m de alt.), com o propósito de realizar medições de fluxos de massa e energia, e variáveis microclimáticas. Esta torre dispõe de vários sensores, entretanto, para este estudo foram utilizados os seguintes: anemômetro ultrassônico 3D (Solent, Gill Instruments, UK), um analisador de gás, para a medição de dióxido de carbono (CO₂) e de vapor d'água (H₂O) (LICOR 7500), ambos com registros a 10 Hz, e uma estação meteorológica automática (Met Pack), com medidas de 1 Hz, com a finalidade de mensurar a temperatura do ar (T). Cabe frisar que, para este estudo, foram utilizadas médias a cada um minuto, obtidas somente para o dia 289 (16 de outubro) de 2018.

O clima da região é classificado, de acordo com a classificação de Köppen, é do tipo *Am* (ALVARES *et al.*, 2013), isto é, refere-se ao clima tropical, quente e úmido com clima de monção, caracterizado por um acúmulo pluviométrico anual elevado e período de estiagem regular (RODRIGUES *et al.*, 2001). O regime médio de precipitação anual foi da ordem de 1900 mm, sendo que mais de 75% concentrou-se no primeiro semestre (janeiro e junho). Sendo o trimestre mais chuvoso, de fevereiro a abril, enquanto que o trimestre menos chuvoso, de agosto a outubro, no qual apresentou apenas 7% do total pluviométrico (COSTA, 2019). No que concerne a temperatura do ar, a região de estudo apresenta registros médios em torno de 21 a 32°C.

Com intenção de analisar as relações entre as séries temporais, realizará análise na transformada em coerência (equação 4.1) e fase em ondeletas. Para Grinsted *et al.* (2004), essa ferramenta matemática pode ser usada para identificar os tempos e as escalas de tempo em que as séries de dados das duas variáveis temporais são estatisticamente relacionadas.

$$R_n^2(s) = \frac{|S\langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle|^2}{S\langle s^{-1}|W_n^X(s)|^2 \rangle * S\langle s^{-1}|W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (4.1)$$

S é o operador de suavização. É conveniente notar a coerência em ondeleta como sendo também a medida do coeficiente de correlação localizado em tempo-frequência (equação 4.2). Sendo S definido da seguinte forma:

$$S(W) = S_{escala}(S_{tempo}(W_n(s))) \quad (4.2)$$

o qual S_{escala} significa a suavização ao longo da escala dos eixos das ondeletas e S_{tempo} no tempo. Para a ondaleta-mãe de Morlet, um operador de suavização é dado de acordo com Torrence e Webster (1999).

$$S_{tempo}(W)|_s = \left(W_n(s) * c_1 \frac{-t^2}{2s^2} \right) \Big|_s \quad (4.3)$$

$$S_{escala}(W)|_s = (W_n(s) * c_2 \Pi(0,6s))|_s \quad (4.4)$$

c_1 e c_2 consistem em constantes de normalização e Π é a função retângulo. O fator 0,6 é determinado empiricamente para a função de ondeleta de Morlet de acordo com Torrence e Compo (1998). O nível de significância estatística da ondeleta coerência foi estimado utilizando o método de Monte Carlo em 95% de confiança (BARBOSA, 2007). Maiores detalhes em Grinsted *et al.* (2004).

Em conformidade com Torrence e Webster (1999) e Bloomfield *et al.* (2004), será empregada a diferença de fase entre as series (equação 4.5), a fim de identificar a ocorrência de defasagem entre as correlações dos espectros das séries:

$$\phi_{x,y}(s) = \tan^{-1} \left(\frac{\Im\{\langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle\}}{\Re\{\langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle\}} \right) \quad (4.5)$$

com $\phi(x,y) \in [-\pi,\pi]$. E sendo que (\Im) e (\Re) representam a parte imaginária e real de $W^{XY}(t)$, ver Torrence e Webster (1999).

A diferença de fase igual à zero indica que as séries temporais acompanham a frequência especificada. Caso $\phi(x,y) \in (0, \pi/2)$ as séries se movem em fase, então as séries em y conduz as

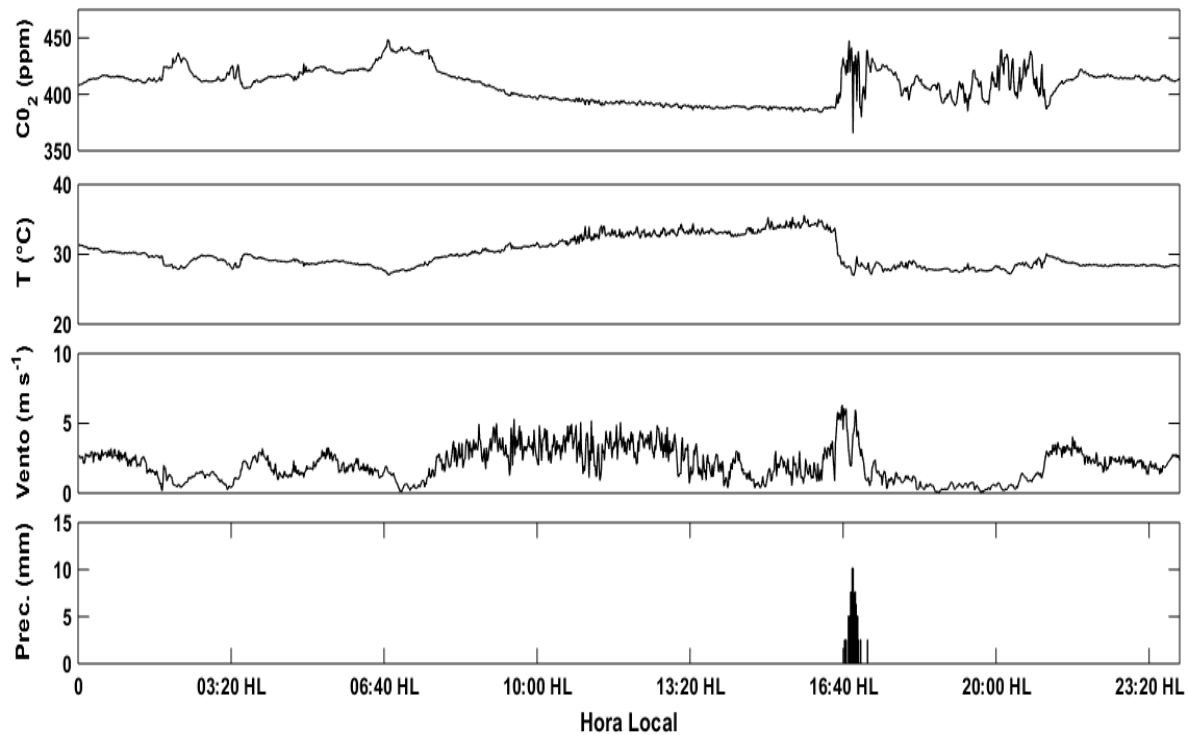
séries em x . Se $\phi_{(x,y)} \in (-\pi/2, 0)$ então x está a conduzir. Uma diferença de fase de π (ou $-\pi$) indica que há uma relação de antifase. Na condição de $\phi_{(x,y)} \in (\pi/2, \pi)$ x está a conduzir. E y conduz a série temporal se $\phi_{(x,y)} \in (-\pi, -\pi/2)$. Mais detalhes ver Aguiar-Conraria *et al.* (2008).

4.3 Resultados e discussão

Ao examinar a concentração de CO_2 , média a cada um minuto, para o dia 289 (16 de outubro) de 2018, notou-se concentrações superiores a 440 ppm (período noturno) e 380 ppm (período diurno) (figura 11a). De modo geral, é possível verificar o aumento da concentração de CO_2 durante o período da noite e uma diminuição abrupta próximo ao amanhecer. Durante a noite, o resfriamento radiativo à superfície proporciona uma camada estável termodinamicamente, com uma inversão de temperatura que leva à diminuição ou à ausência de mistura e, conseqüentemente, ao acúmulo da concentração de CO_2 no ambiente de estudo. Além do mais, durante o mesmo período, se presenciou alguns momentos de intermitência na intensidade do vento (figura 11c), e isso também gerou comportamento semelhante com T (figura 11b), ou seja, com o aumento da velocidade do vento implicou no acréscimo da T , e vice-versa, contudo, para a concentração do referido gás essa característica foi antagônica.

No período diurno, o fato que chama atenção é que, no final da tarde, próximo às 16:40 HL, se iniciava aumento na concentração (atingindo picos máximos de 420 ppm), e com a ocorrência da precipitação (da ordem de 10 mm) (figura 11d), indicou uma rápida diminuição, com concentrações médias em torno de 380 ppm, em alguns momentos alcançando índices da ordem de 360 ppm.

Figura 11 - Ciclos da (a) Concentração de dióxido de carbono (ppm); (b) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$); (c) velocidade do vento (m s^{-1}); (d) Precipitação acumulada (mm), no ambiente de savana para o dia do ano 289 de 2018.



Fonte: Autores (2025)

Com o intuito de correlacionar a concentração do dióxido de carbono (CO_2) com algumas variáveis meteorológicas, a saber, temperatura do ar (T) e velocidade do vento. Desse modo, estabeleceu-se aplicar a coerência e fase de ondeletas, por esta proporcionar o produto de uma operação matemática entre dois sinais das séries no espaço das ondeletas, as escalas nos fornecem informações acerca do tamanho da faixa temporal em que esta comparação fora realizada (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004). Os autores supracitados indagaram que valores acima de 0,7 representam uma relação significativa no limite de confiança de 95%. Recordar-se que a coerência em ondeletas destaca as regiões no tempo e na frequência, nos quais os sinais variam com a mesma fase, isto é, em sincronia.

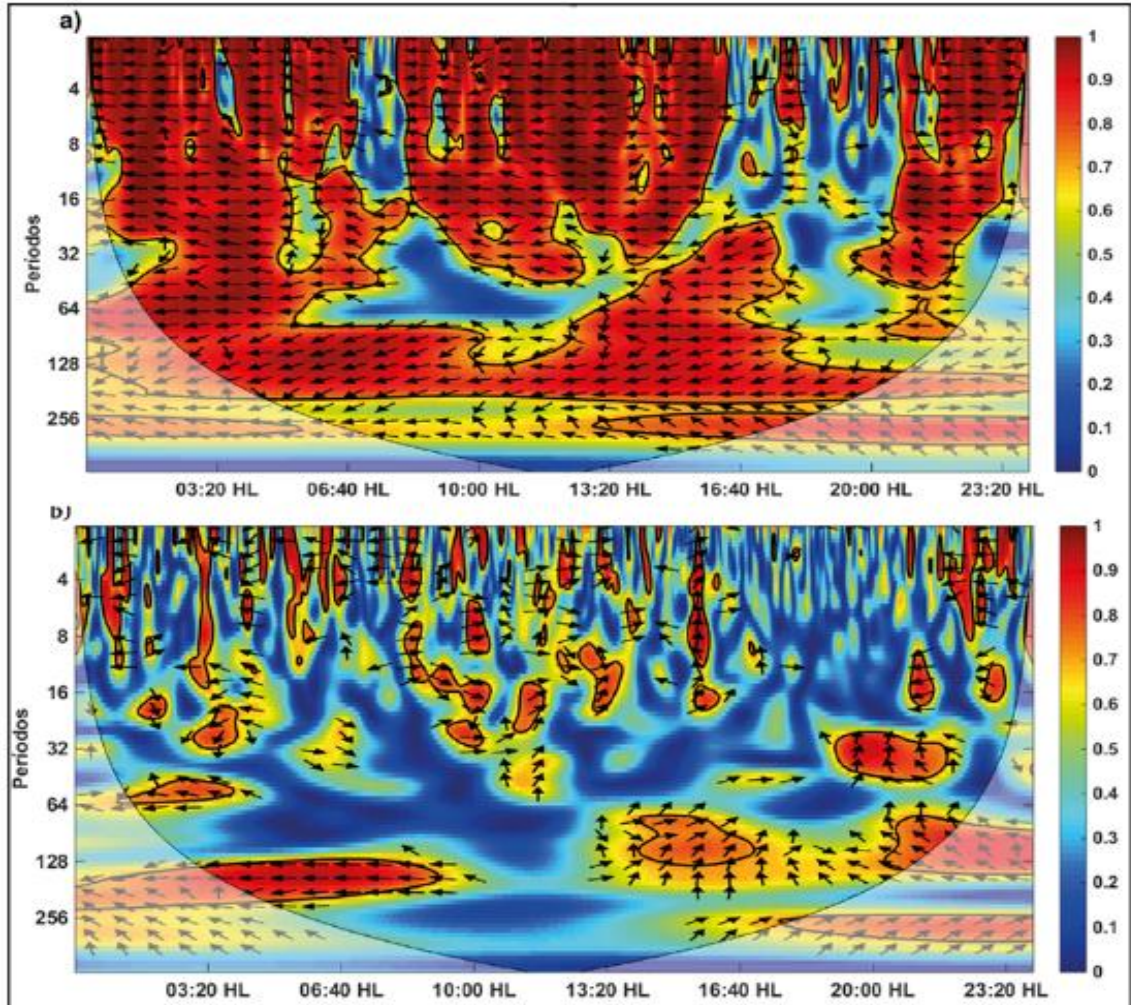
A correlação entre a concentração de CO_2 com a temperatura do ar é um fato muito encontrado na literatura. Com base na apreciação dos resultados obtidos com essa correlação, percebeu-se núcleos estatisticamente significativos, superiores a 0,8 para todo o domínio temporal (figura 2a). Para esse dia se constatou uma relação de fase completamente opostas entre essas séries analisadas, isto é, o crescimento da concentração desse gás está correlacionado com o decréscimo

da T. Certamente, isso está concatenado pelo fato que no período noturno a temperatura diminui ao mesmo tempo o CO₂ aumenta. Enquanto no período diurno, à medida que aumenta a temperatura, igualmente amplificam as taxas de fotossíntese (VADREVU; CHOI, 2011), fazendo com que diminua a concentração do referido gás. Cabe enfatizar que isso apoia às conclusões realizadas por Levy et al. (1999), no quais argumentaram que a variabilidade do tempo no ciclo do CO₂ é uma forte função das características da estabilidade da camada noturna. Normalmente, a camada estável formada por resfriamento radiativo o aprisiona próximo à superfície e formar um grande pico noturno nas taxas de mistura desse gás.

Constatou-se que, numa visão geral, ao confrontar CO₂ com a velocidade do vento em microescala (período inferior a 32 minutos), detectou-se uma região caótica e desordenada, apresentando “ilhas” (estatisticamente significativa) bastante intermitentes e setas atuando de forma aleatória, justificado pela baixa amplitude dessas séries, neste domínio temporal (figura 2b). Ainda nesse período, das 08 às 14 HL, percebeu-se a confirmação da coerência entre as séries. Para o domínio superior a 32 minutos (com escalas horárias) observam-se alguns núcleos estatisticamente significativos. Nesses períodos identificou-se uma relação de fase opostas entre as séries analisadas. De acordo com Jati (2013) em ambientes que apresentam ventos fracos apontam diminuição na mistura atmosférica, em contrapartida, a presença de vento com maior intensidade no período diurno provoca maior mistura, o que justifica a menor concentração durante o dia e o aumento durante a noite, em virtude da diminuição ou ausência de turbulência.

De um modo geral os altos valores de coerência observados das variáveis meteorológicas ao amanhecer, podem ser pautados às condições atmosféricas comparativamente mais estáveis nessa área, como também a respiração do solo durante o período noturno.

Figura 12 - Coerência e fase em ondeletas da relação média de cada minuto do dióxido de carbono (CO₂) correlacionados com: (a) temperatura do ar (°C); (b) velocidade do vento (m s⁻¹), no ambiente de savana para o dia do ano 289 de 2018.



Fonte: Autores (2025)

4.4 Conclusões

Com base no que foi relatado e nas discussões realizadas, pode-se concluir o seguinte: Certamente, o uso da coerência e de fase em ondeletas é fundamental para enfatizar as relações entre o dióxido de carbono (CO₂) com variáveis meteorológicas. É notável, mesmo para o período de apenas um dia, anticorrelação entre os sinais de CO₂ com a temperatura do ar. E que no domínio temporal inferior a 32 minutos (microescala), a velocidade do vento, em alguns momentos, exerce

forte influencia na concentração do referido gás ($>0,8$), principalmente das 09 às 15 HL, período esse no qual se encontram as maiores oscilações da intensidade do vento.

CAPITULO 5: SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA EM SAVANA AMAZÔNICA UTILIZANDO O MODELO SiB4

RESUMO - Esta pesquisa tem como objetivo avaliar o desempenho do modelo SiB4 em simular sazonalmente os fluxos de energia em um ecossistema de savana natural na região amazônica. A pesquisa foi conduzida em uma área de savana localizada no município de Santarém, Pará (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m), onde foi instalada uma torre micrometeorológica de 14 metros equipada com sistema de *eddy covariance*. Foram utilizados dados observacionais referentes a um período chuvoso e um período seco. Os fluxos de energia foram processados com o software TK3, aplicando correções recomendadas pela literatura. Como forçantes meteorológicas para o modelo SiB4, foram utilizados dados horários da reanálise atmosférica MERRA-2. A avaliação da performance do modelo foi realizada por meio de três índices estatísticos: erro médio (EM), raiz quadrada do erro médio (RQEM) e índice de concordância de Willmott (d). Os resultados indicam que o SiB4 apresenta bom desempenho na simulação do saldo de radiação, fluxo de calor no solo e dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, especialmente na representação das variações sazonais observadas. Esses achados ressaltam o potencial do modelo na representação dos processos de superfície em ecossistemas tropicais.

Palavras-chave: Balanço de energia. Modelagem. Covariância turbulenta.

SIMULATION OF ENERGY FLUX IN THE AMAZONIAN SAVANNAH USING THE SiB4 MODEL

ABSTRACT – This research aims to evaluate the performance of the SiB4 model in simulating seasonal energy fluxes in a natural savanna ecosystem in the Amazon region. The study was conducted in a savanna area located in the municipality of Santarém, Pará (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m), where a 14-meter micrometeorological tower equipped with an eddy covariance system was installed. Observational data from both the rainy and dry seasons were used. The energy fluxes were processed using TK3 software, applying corrections recommended in the literature. Hourly data from the MERRA-2 atmospheric reanalysis were used as meteorological forcing for the SiB4 model. The model's performance was evaluated using three statistical indices: mean error (ME), root mean square error (RMSE), and Willmott's concordance index (d). The results indicate that SiB4 performs well in simulating net radiation, soil heat flux, and turbulent sensible and latent heat fluxes, especially in capturing the observed seasonal variations. These findings highlight the model's potential for representing surface processes in tropical ecosystems.

Keywords: Energy balance. Modeling. Eddy covariance.

Andrade, A. B. S.; Tota, J. *Simulação dos fluxos de energia em savana amazônica utilizando o modelo SiB4*. Artigo pronto para submissão

5.1 Introdução

Desde a década de 1980, houve um progresso significativo no desenvolvimento de parametrizações de superfície terrestre para uso em modelos de circulação geral atmosférica (MCG) (SELLERS *et al.*, 1996a). Esses MCG, quando usados para previsão numérica do tempo ou simulação climática, exigem a determinação dos fluxos de radiação, vapor d'água, calor sensível e momento ao longo do limite inferior da atmosfera (Sellers *et al.* 1986), mas até meados da década de 1980 esses parâmetros eram arbitrariamente prescritos como condições de contorno independentes ou usando números inferidos de medições de campo (SELLERS *et al.*, 1996a).

Isso começou a mudar com o surgimento de modelos para descrever os processos de transferência de energia, massa e momento no sistema solo-planta-atmosfera (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes – SVATs*) (DICKINSON *et al.*, 1986; FOLEY *et al.*, 1996; SELLERS *et al.*, 1986, 1996b, 1996a; XUE *et al.*, 1991). Esses modelos são formulados para representar uma superfície vegetada, sendo necessário calibrá-los para cada tipo de bioma (vegetação e solo) (LLOPART; ROCHA, 2016). Essas calibrações foram realizadas para validar os parâmetros descritores da biosfera (LLOPART; ROCHA, 2016).

De acordo com Gupta *et al.* 2005, parâmetros é uma característica do modelo que representa uma propriedade invariante ou variante do sistema, e neste caso o sistema se refere ao bioma. Além disso, a calibração é uma forma indireta de estimar os valores dos parâmetros ajustados para que o modelo reproduza o mais fielmente possível o funcionamento do ecossistema, geralmente medido de acordo com uma medida de erro, como o erro médio absoluto, o erro quadrático médio ou a porcentagem média absoluta do erro, o que o torna um método objetivo.

Experimentos com modelos de circulação geral demonstram que a circulação atmosférica é altamente sensível aos mecanismos de interação superfície-atmosfera (WARNER, 2011) e que as variações nas características da vegetação em uma região têm um impacto significativo no clima regional, por isso é necessário calibrar modelos de superfície, pois além de aumentar a acurácia da calibração das previsões, engloba um estudo de casos mais detalhado visando aprimorar os modelos de acordo com as necessidades e recursos disponíveis (PITMAN, 2003). Ou seja, a prescrição incorreta de parâmetros biofísicos de superfície pode levar a uma deficiência na representação dos processos da camada limite, o que conseqüentemente afetaria a previsão do tempo e do clima.

Entre as motivações mais óbvias para incluir uma parametrização realista da superfície terrestre em um modelo climático está a necessidade de simular de forma realista o fluxo de umidade entre o solo e a atmosfera; este fluxo é controlado por plantas (RANDALL *et al.*, 1996). Entre os vários modelos de superfícies conhecidos, destaca-se o modelo *Simple Biosphere - SiB* (SELLERS *et al.*, 1986) desenvolvido para calcular os fluxos de energia, massa e momento no sistema solo-planta-atmosfera, destacando-se por incluir fatores morfológicos como tipo de vegetação, tipo de solo, profundidade das raízes; fatores fisiológicos como índice de área foliar, bem como fatores físicos como porosidade do solo, condutividade hidráulica saturada (SELLERS *et al.*, 1986).

O modelo *Simple Biosphere* (SiB) vem passando por melhorias e alguns avanços importantes desde sua primeira versão. O SiB começou como um modelo de biosfera simples, mas realista, desenvolvido para calcular a transferência de energia, massa e momento entre a vegetação terrestre e a atmosfera (SELLERS *et al.*, 1986). A versão mais recente do SiB (SiB4) usa uma única estrutura matemática para prever as trocas terra-atmosfera de carbono, água, energia, radiação e momento; armazenamento de carbono em reservatórios de biomassa e matéria orgânica; armazenamento de água em camadas de neve e de solo; e propriedades da vegetação como albedo, LAI e fração de radiação fotossinteticamente ativa (FPAR) (HAYNES; BAKER; DENNING, 2020).

Cabe ressaltar que tais modelos necessitam da definição do estado físico da atmosfera o qual exerce influência direta nos fluxos superficiais. A definição deste estado é dada pela determinação das condições de contorno atmosféricas, que são variáveis como temperatura do ar, pressão de vapor d'água, a velocidade do vento, precipitação, fluxos de radiação incidente e etc (PINTO *et al.*, 2009). Estas variáveis atuam como forçantes de inicialização e, em geral, são provenientes de estações meteorológicas experimentais. Entretanto, a rede de estações meteorológicas na Amazônia é esparsa. Além disso, é comum ocorrer falhas nos dados experimentais, ocasionadas por problemas de falta de energia, falha humana ou problemas de sensores. Como solução para suprir a carência de dados meteorológicos pode-se adotar algumas fontes de dados como os modelos de circulação geral e dados de reanálises. As reanálises são constituídas a partir da assimilação de dados meteorológicos provenientes de diversas fontes como estações meteorológicas automáticas e convencionais, navios, aviões, radares, satélites e radiossonda que podem ser interpolados por meio de modelos matemáticos ajudando a estimar dados para onde não existem meios de medição (KALNAY *et al.*, 1996; PARKER, 2016; PINTO *et al.*, 2009). Dessa maneira, ambos podem fornecer os dados adotados como condições de contorno atmosféricas necessárias à inicialização dos modelos de superfície.

Sendo assim, o objetivo principal é avaliar a capacidade do modelo SiB4 de provê uma melhor acurácia na simulação sazonal de fluxos de energia em ecossistema de Savana natural.

5.2 Metodologia

O estudo foi conduzido em uma área natural de savana localizada no município de Santarém, no estado do Pará (2°49'30"S; 54°54'35"W; 82 m de alt.). Foi instalada uma torre micrometeorológica triangular com 14 metros de altura (Figura 7) e equipada com um sistema de *eddy covariance*, composto por um anemômetro sônico tridimensional, responsável por medir os três componentes do vento: zonal (u), meridional (v) e vertical (w). Também foi utilizado um analisador de gases por infravermelho, com o objetivo de quantificar as concentrações de dióxido de carbono (CO₂) e vapor d'água (H₂O). Os dados usados são de dois períodos distintos: um chuvoso, entre os dias 25 e 31 de março de 2019, e outro seco, de 12 a 18 de agosto de 2019.

Os dados de fluxos de energia foram calculados com um tempo de integração de 30 minutos usando o software TK3 (MAUDER; FOKEN, 2015) que aplica as correções necessárias seguindo as recomendações de (FOKEN et al., 2012) e envolveu remoção de valores espúrios, rotação de coordenadas, compensação de atraso de tempo, correção de perda espectral, correção Webb-Pearman-Leuning (WPL) para flutuações de densidade e transporte vertical de massa, e a correção de Schonatus-Nieuwstadt-De Bruin (SND) para conversão de flutuações da temperatura sônica, em flutuações da temperatura real. O software TK3 também inclui um esquema de sinalização de qualidade que testa os dados quanto à estacionariedade e ao desenvolvimento de turbulência (para mais detalhes acesse o manual <https://zenodo.org/records/20349>).

5.2.1. Reanalise MERRA-2

Foram usados dados horários de radiação de ondas longas incidente na superfície, radiação de ondas curtas incidente na superfície, temperatura do ar, umidade específica, pressão à superfície, velocidade do vento e precipitação proveniente da reanalise atmosférica global que é produzido pelo Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) da NASA, a Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, versão 2 (MERRA-2) representa uma das reanálises mais completas e atualizadas disponíveis, cobrindo o período de 1980 até o presente. Substituiu a reanálise MERRA original, incorporando avanços significativos no sistema de assimilação de dados e na modelagem atmosférica.

Os principais componentes do sistema são o modelo atmosférico *Goddard Earth Observing System Model*, versão 5.12.4 (GEOS-5) que é responsável por simular os processos físicos da atmosfera como radiação, convecção, turbulência e microfísica de nuvens (Molod *et al.*, 2015) e o esquema de assimilação de dados *Gridpoint Statistical Interpolation* (GSI) um algoritmo matemático que combina observações atmosféricas com a simulação do modelo GEOS-5 para gerar um estado inicial otimizado da atmosfera (Kleist *et al.*, 2009; Wu *et al.*, 2002).

Os dados MERRA-2 estão disponíveis online através do Centro de Serviços de Informação e Dados de Ciências da Terra (GES DISC) da NASA (<https://disc.gsfc.nasa.gov/information/glossary?title=MERRA-2>). Documentação adicional e informações sobre os procedimentos de acesso aos dados podem ser encontrados em <http://gmao.gsfc.nasa.gov>.

5.2.2. Modelo SiB4

O modelo SiB4 requer apenas três conjuntos de entradas: dados meteorológicos (para este estudo usamos MERRA-2), propriedades do solo, como fração de argila e refletância do solo, e um mapa que descreve a cobertura fracionada da terra. As propriedades do solo são obtidas de uma variedade de fontes (veja HAYNES *et al.*, 2019 para mais detalhes). Para descrever a cobertura terrestre global, o SiB4 usa misturas de área de tipos funcionais de plantas (PFTs), em vez de biomas, porque reduz a complexidade de representar tipos de plantas heterogêneos e pode, em vez disso, aproveitar as funções ecofisiológicas no nível da folha para representar cada tipo de planta (WULLSCHLEGER *et al.*, 2014). Cada PFT é agrupado pelo tipo de planta (floresta, arbustos ou gramíneas), tipo de folha (folha larga ou folha de agulha) e tipo de folhagem (decídua ou perene).

5.2.3. Análise estatística

Será realizada a validação do modelo a partir do cálculo de três índices estatísticos: o erro médio (EM), Equação (5.1), que avalia se o modelo superestima ou subestima os valores observados. O cálculo da raiz quadrada do erro médio (RQEM), dado pela Equação (5.2), cujo objetivo é elucidar a dimensão do erro de uma determinada estimativa. Ressalta-se que o valor zero indica uma estimativa perfeita e este valor aumenta conforme aumenta a diferença entre os valores estimados e medidos. E o índice “d” de Willmott, chamado também de índice de

concordância de Willmott, Equação (5.3), determina a exatidão do método e indica o grau de afastamento dos valores estimados em relação aos valores observados. Esse índice varia de 0, para nenhuma concordância, a 1, para uma concordância perfeita. Sua vantagem é descrever as variações proporcionais de duas variáveis, fazendo distinção entre tipo e magnitude de possíveis covariâncias.

Os parâmetros definidos no parágrafo anterior são obtidos pelas seguintes equações:

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i - x_i \quad (5.1)$$

$$RQEM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2} \quad (5.2)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|y_i| + |x_i|)^2} \quad (5.3)$$

Onde n é o número de dados da amostra, y_i refere-se aos valores estimados, x_i aos valores medidos, \bar{x} e \bar{y} são os valores médios, $x'_i = x_i - \bar{x}$, $y'_i = y_i - \bar{y}$, são os desvios em relação a média e a barra acima da variável equivale ao valor médio da variável (WILLMOTT, 1982).

A utilização conjunta dos indicativos estatísticos EM, RQEM e do índice “d” de Willmott, é a alternativa adequada para validação de modelos, pois permite análise simultânea do desvio da média, identificando a ocorrência de sub ou superestimativa, espalhamento e ajustamento do modelo em relação às medidas (GOMES, 2006).

5.3 Resultados e discussão

A Figura 15 apresenta os ciclos diurnos médios dos fluxos de energia simulados e observados para dois períodos distintos: um período chuvoso (25/03/2019 a 31/03/2019) e um período seco (12/08/2019 a 18/08/2019).

Durante o período seco, observa-se que os valores simulados do R_n seguiram o padrão do observado, embora apresente uma subestimação nos horários de maior intensidade (Figura 15, Tabela 7). O valor máximo observado foi de $627,5 \text{ Wm}^{-2}$, enquanto o valor simulado atingiu $562,8 \text{ Wm}^{-2}$. A média observada foi de $410,8 \text{ Wm}^{-2}$ um pouco superior à simulada ($362,8 \text{ Wm}^{-2}$).

2). Os desvios padrão foram de $201,4 \text{ Wm}^{-2}$ para os dados observados e $179,0 \text{ Wm}^{-2}$ para os simulados, evidenciando uma menor variabilidade nas simulações.

Em relação ao LE, o modelo também subestimou os picos diurnos, com máxima observada chegando a $200,80 \text{ Wm}^{-2}$ e a simulada atingindo $158,40 \text{ Wm}^{-2}$. No entanto, para os valores médios, houve uma superestimação com $111,30 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) e $117,16 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado). Os desvios padrão ficaram de $81,2 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) e $45,4 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado), indicando uma menor dispersão nas estimativas do modelo.

No caso do H, a subestimação do modelo também foi evidente, o valor máximo observado foi de $339,5 \text{ Wm}^{-2}$, enquanto o simulado foi de $247,5 \text{ Wm}^{-2}$. As médias foram de $204,8 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) e $123,2 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado), com desvio padrão foram de $116,7 \text{ Wm}^{-2}$ e $97,2 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. Por fim, para o G, o modelo subestimou tanto nos horários de pico com $34,40 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado) e $52,2 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) quanto na média. A média observada foi de $25,6 \text{ Wm}^{-2}$ e a simulada foi de $18,7 \text{ Wm}^{-2}$. Os desvios padrão foram de $26,3 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) e $17,0 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado), novamente indicando menor variabilidade nos dados simulados.

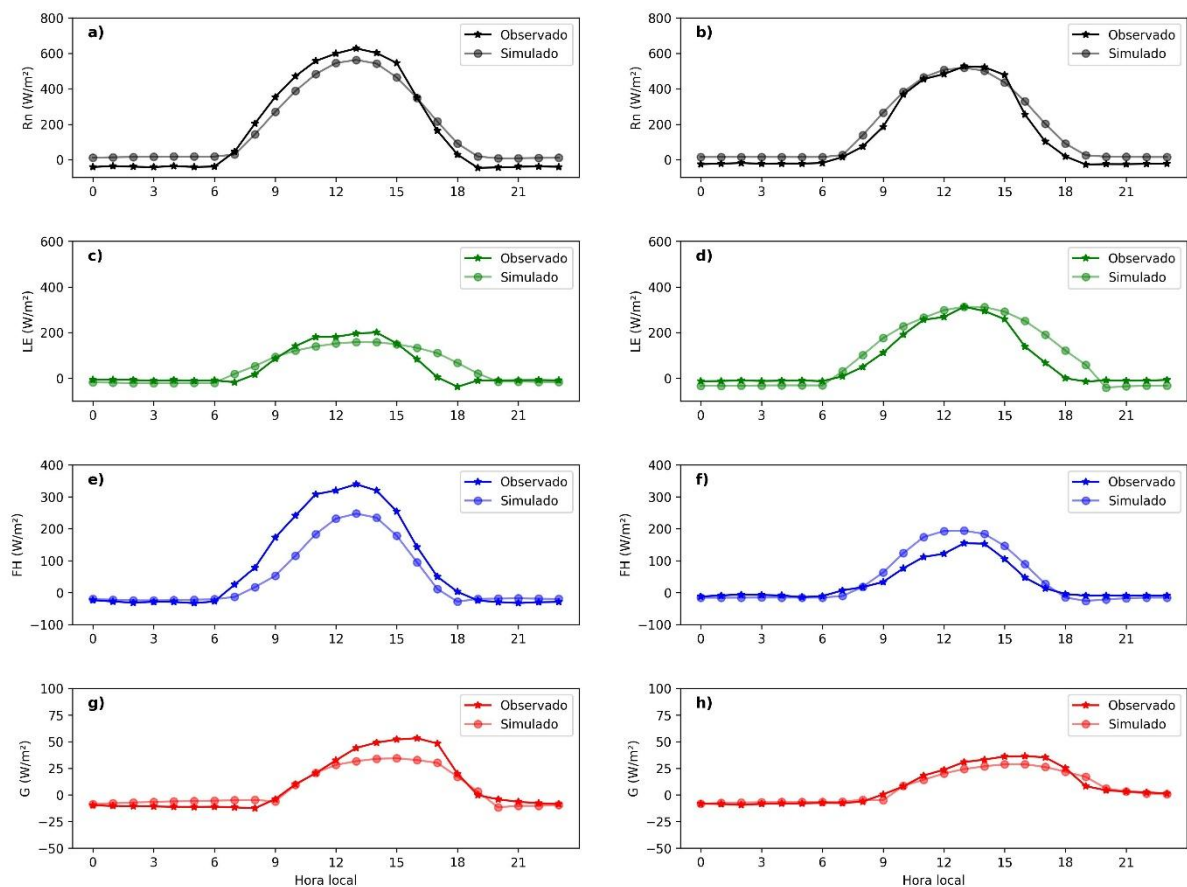
Durante o período chuvoso, o modelo apresentou uma leve superestimação do R_n , com média simulada de $343,05 \text{ Wm}^{-2}$, em comparação à média observada de $315,00 \text{ Wm}^{-2}$. Os desvios padrão foram de $194,3 \text{ Wm}^{-2}$ para os dados observados e $165,9 \text{ Wm}^{-2}$ para os dados simulados. O modelo subestimou os picos com máximo simulado foi de $518,3 \text{ Wm}^{-2}$ e um valor máximo observado de $526,4 \text{ Wm}^{-2}$ (Tabela 8). Em relação ao LE, os valores máximos simulados ($313,5 \text{ Wm}^{-2}$) foram praticamente idênticos ao observados ($313,4 \text{ Wm}^{-2}$), indicando uma boa representação nos horários de pico. Por outro lado, a média simulada ($223,7 \text{ Wm}^{-2}$) superestimou a observada ($178,2 \text{ Wm}^{-2}$). Os desvios padrão foram de $107,7 \text{ Wm}^{-2}$ (observados) e $91,7 \text{ Wm}^{-2}$ (simulados). Assim como no período seco, o modelo tanto superestima como subestima os valores médios e máximos do LE.

O H apresentou uma discrepância maior entre os valores observados e simulados. O valor máximo observado foi de $154,8 \text{ Wm}^{-2}$, enquanto o simulado atingiu $194,2 \text{ Wm}^{-2}$. A média foi de $76,5 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) e $109,3 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado). Os desvios padrão foram de $55,8 \text{ Wm}^{-2}$ para os observados e $75,8 \text{ Wm}^{-2}$ para os simulados, evidenciando uma maior variabilidade nos dados simulados.

Por fim, o fluxo de calor no solo (G) apresentou valores máximos observados e simulados de $36,5 \text{ Wm}^{-2}$ e $28,8 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. As médias foram de $18,9 \text{ Wm}^{-2}$ (observado) e $14,7 \text{ Wm}^{-2}$ (simulado), com desvios padrão de $17,4 \text{ Wm}^{-2}$ e $10,3 \text{ Wm}^{-2}$.

De maneira geral, o modelo SiB4 foi capaz de capturar o comportamento diário dos fluxos de energia em ambos os períodos. Porém, apresentou variações consideráveis, alternando entre superestimação e subestimação. Ressalta-se a importância em entender o comportamento desses fluxos de energia em áreas vegetadas, pois com informações precisas sobre os mecanismos de troca de energia e água entre biosfera-atmosfera é possível avaliar o efeito das alterações na cobertura e uso da terra sobre o balanço de energia em superfície (SANTOS, 2011). Alterações nos fluxos de H e LE modificam a temperatura e umidade do ar, e consequentemente os processos de formação de nuvens o que provocaria mudanças no balanço de radiação na superfície, alterado pelas mudanças no albedo da superfície. E dependendo da alteração, como redução da cobertura vegetal, ocasionaria numa redução da evapotranspiração, alterando os regimes de precipitação pluviométrica (MACHADO, 2012).

Figura 13 - Ciclos diurnos médios simulados e observados do saldo de radiação (Rn), fluxos de calor sensível (H) e calor (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período seco (a, c, e, g) e no chuvoso (b, d, f, h).



Fonte: Autores (2025).

Para avaliar o desempenho das simulações horárias do modelo SiB4 na estimativa dos componentes do balanço de energia, calculou-se o índice de concordância de Willmott (d), o erro médio (EM), e a raiz quadrada do erro médio (RQEM), conforme apresentado na Tabela 7

e 8. Essas métricas são calculadas usando todos os dados não ausentes dos fluxos de calor latente, fluxo de calor sensível, fluxo de calor no solo e saldo de radiação. Os resultados indicam diferenças na capacidade do modelo em reproduzir os componentes do balanço de energia em superfície, permitindo uma análise da acuraria do modelo.

Durante o período seco, o modelo apresentou uma boa concordância para o saldo de radiação ($d = 0,97$) e fluxo de calor do solo ($d = 0,92$), e um desempenho satisfatório para o fluxo de calor latente ($d = 0,85$) e fluxo de calor sensível ($d = 0,85$). Isso sugere uma boa representação do comportamento diurno desses componentes (Tabela 7). O erro médio (EM) indicou uma superestimação de $48,0 \text{ Wm}^{-2}$ para o R_n e de $81,6 \text{ Wm}^{-2}$ para o H . O LE e o G apresentaram os menores erros médios com $-6,0 \text{ Wm}^{-2}$ e $7,0 \text{ Wm}^{-2}$ respectivamente. A análise da RQEM revelou valores elevados para o H (RQEM = $87,4 \text{ Wm}^{-2}$), o R_n (RQEM = $62,7 \text{ Wm}^{-2}$) e o LE (RQEM = $45,5 \text{ Wm}^{-2}$). O menor RQEM foi encontrado para o fluxo de calor no solo ($12,0 \text{ Wm}^{-2}$).

No período chuvoso, o modelo manteve um bom nível de concordância para todos os componentes analisados, com destaque para o R_n ($d = 0,98$), seguido por LE ($d = 0,91$), H ($d = 0,90$) e G ($d = 0,97$). Houve subestimativas nos valores de R_n (EM = $-28,0 \text{ Wm}^{-2}$), LE (EM = $-45,5 \text{ Wm}^{-2}$), H (EM = $-32,8 \text{ Wm}^{-2}$). Apenas o G apresentou superestimação, com EM = $4,2 \text{ Wm}^{-2}$. Além disso, foram observados valores elevados de RQEM para o R_n ($51,7 \text{ Wm}^{-2}$), LE ($59,4 \text{ Wm}^{-2}$) e H ($41,0 \text{ Wm}^{-2}$), enquanto G manteve menor valor entre os fluxos (RQEM = $5,5 \text{ Wm}^{-2}$), confirmando a estabilidade das simulações desse componente ao longo dos períodos analisados.

Estes resultados estão em consonância com os encontrados por Haynes *et al.* (2019), que analisaram a performance do modelo SiB4 na simulação de fluxos turbulentos em 34 *sites* da rede FLUXNET. Os autores relataram uma forte correlação entre os valores simulados e observados na maioria dos *sites*, principalmente para o fluxo de calor latente. No entanto, ressaltaram algumas limitações do modelo, como a subestimação frequente do fluxo de calor sensível e dificuldades em retratar corretamente a variabilidade desses fluxos, algo que também foi observado nos dados analisados aqui.

Além disso, os autores destacaram que os erros tendem a ser mais significativos para o fluxo de calor latente, o que está de acordo com os elevados valores de RQEM encontrados nesta pesquisa durante o período chuvoso. Por outro lado, no período seco, nossos resultados indicam que os maiores erros ocorreram para o fluxo de calor sensível. Essa diferença no desempenho do modelo entre os períodos seco e chuvoso pode estar relacionadas às diferentes

condições ambientais que regulam os componentes do balanço de energia, especialmente em ecossistemas tropicais sujeitos a fortes variações sazonais na disponibilidade hídrica.

Tabela 7 - Índices estatístico do período seco.

				Dados Observados (Wm^{-2})			Dados Simulados (Wm^{-2})		
	d	EM (Wm^{-2})	RQEM (Wm^{-2})	Máximo	Média	Desvio padrão	Máximo	Médio	Desvio padrão
Rn	0,97	48,0	62,7	627,5	410,8	201,4	562,8	362,8	179,0
LE	0,85	-6,0	45,5	200,8	111,3	81,2	158,4	117,2	45,4
H	0,85	81,6	87,4	339,5	204,8	116,7	247,5	123,2	97,2
G	0,92	7,0	12,0	53,2	25,6	26,3	34,4	18,7	17,0

Fonte: Autores (2025)

Tabela 8 - Índices estatístico do período chuvoso.

				Dados Observados (Wm^{-2})			Dados Simulados (Wm^{-2})		
	d	EM (Wm^{-2})	RQEM (Wm^{-2})	Máximo	Médio	Desvio padrão	Máximo	Médio	Desvio padrão
Rn	0,98	-28,0	51,7	526,4	315,0	194,3	518,3	343,0	165,9
LE	0,91	-45,5	59,4	313,4	178,2	107,7	313,5	223,7	91,7
H	0,90	-32,8	41,0	154,8	76,5	55,8	194,2	109,3	75,8
G	0,97	4,2	5,5	36,5	18,9	17,4	28,8	14,7	10,3

Fonte: Autores (2025)

5.4 Conclusões

De maneira geral, os resultados indicam que o modelo SiB4 apresenta um desempenho adequado na simulação do saldo de radiação, fluxo de calor no solo e dos fluxos turbulentos, embora ainda existam discrepâncias nos valores simulados, especialmente na representação do fluxo de calor sensível durante o período seco e do fluxo calor latente durante o período chuvoso. Esses desvios indicam limitações na capacidade do modelo em representar a dinâmica sazonal da transferência de energia, que podem estar associadas a variação na cobertura de nuvens, à disponibilidade hídrica e resposta ecofisiológicas da vegetação.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo possibilitou uma compreensão sobre a troca de energia, água e carbono em um ecossistema de savana natural na Amazônia, destacando a influências das condições ambientais na dinâmica desses processos. Os resultados confirmaram que o fechamento do balanço de energia está de acordo com os relatados na literatura para ecossistemas similares, ressaltando a maior conversão de energia disponível para o calor latente durante o período chuvoso. Enquanto no período seco, há uma maior conversão de energia para o aquecimento do ar.

A análise de histerese mostrou diferenças na evapotranspiração ao longo do dia e entre os períodos seco e chuvoso, enfatizando o impacto das condições atmosféricas nesse processo de evapotranspiração. O saldo de radiação apresentou resposta direta e rápida sobre a ET, enquanto os efeitos da temperatura do ar e do déficit de pressão de vapor foram modulados pela disponibilidade de água no solo e pelo controle estomático das plantas, com maior sensibilidade observada no período seco. A análise de coerência e fase em ondeletas revelou fortes relações entre a concentração de CO₂ e a temperatura virtual para períodos superiores a 32 minutos, sendo essa interação mais pronunciada durante o período seco. As oscilações de CO₂ foram mais intensas, durante o período chuvoso devido ao aumento da precipitação e ventos mais intensos, enquanto que no período seco essas variações foram menos intensas, apresentando certa estabilidade nas concentrações durante o dia. A avaliação do modelo SiB4 mostrou sua capacidade de simular satisfatoriamente os fluxos de energia, embora ainda existam discrepâncias, especialmente na representação do fluxo de calor sensível e calor latente. Esses resultados destacam a importância da modelagem numérica na compreensão dos processos que governam o funcionamento dos ecossistemas.

Por fim, este estudo mostrou que a relação entre as variáveis ambientais e os fluxos de energia, água e carbono em área vegetada é fortemente afetada disponibilidade de água no solo e o controle fisiológico das plantas. Sugere-se que pesquisas futuras investigue a influência de eventos climáticos extremos na dinâmica dos fluxos de energia, água e carbono em área de Savana.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação Sociedade, Natureza e Desenvolvimento - PPGSND da Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA e a Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas – Fapespa pelo apoio institucional e pela concessão da bolsa de doutorado, fundamentais para a realização desta pesquisa.

REFERÊNCIAS

ACOSTA, R. **Estimativas das interações biosfera-atmosfera em ecossistema de pastagem natural do bioma Pampa**. 2019. Tese (doutorado em meteorologia) – Centro de ciências exatas e naturais, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

ADENEY J. M.; CHRISTENSEN N.; VINCENTI A.; COHN-HAFT M. White-sand ecosystems in Amazonia. **Biotropica**, v. 48, n. 1, p. 7-23, 2016.
<https://doi.org/10.1111/btp.12293>.

AGUIAR-CONRARIA, L.; AZEVEDO, N.; SOARES, M. J. Using wavelets to decompose the time–frequency effects of monetary policy. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, v. 387, n. 12, p. 2863–2878, 2008.

AHRENDT, H. et al. Diurnal Dynamics of Wheat Evapotranspiration Derived from Ground-Based Thermal Imagery. **Remote Sensing**, v. 6, n. 10, p. 9775–9801, 14 out. 2014.

AHRENS, C. D. 1994. **Meteorology today: an introduction to weather, climate and the environment**. 5 ed. West Publishing Companies. 592pp.

ALVARES, C. A. STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.

ANDRADE, A. M. D. et al. Concentração de dióxido de carbono em ambiente de savana na amazônia: estudo de caso. **Ciência e Natura**, v. 42, p. e32–e32, 2020.

ANDRADE, N. L. R. et al. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição Amazônia - cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 346–355, 1 set. 2009.

ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; et al. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, 2007.

ARAÚJO, A. C. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002.

ASHWORTH, K.; CHUNG, S. H.; GRIFFIN, R. J.; et al. Forest Canopy Atmosphere Transfer (FORCAsT) 1.0: A 1-D model of biosphere-atmosphere chemical exchange. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 11, p. 3765–3784, 2015.

AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C. H.; CESCATTI, A.; FEIGENWINTER, C.; GRANIER, A.; GRUNWALD, T. H.; HAVRANKOVA, K.; HEINESCH, B., LONGDOZ, B., MARCOLLA, B., MONTAGNANI, L., SEDLAK, P., Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different CARBOEUROFLUX sites. **Boundary-Layer Meteorology**. v. 116, n. 1, p. 63–93, 2005.

- AUBINET, M.; HEINESCH, B.; YERNAUX, M. Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest, **Boundary Layer Meteorology**, v. 108, n. 3, p. 397–417, 2003.
- AUBINET, M. et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113–175. 2000.
- BAI, Y. et al. Hysteresis loops between canopy conductance of grapevines and meteorological variables in an oasis ecosystem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214-215, p. 319–327, 1 dez. 2015.
- BAKER, I. **Biophysical Behavior in Tropical South America**. Tese (Doutorado em Ecologia) – Fort Collins: Colorado State University. 2011 Disponível em: <<http://denning.atmos.colostate.edu/biocyte/Documents/Dissertations/2011.IanBaker.PhD.Dissertation.pdf>>.
- BAKER, I.; DENNING, S.; STÖCKLI, R. North American gross primary productivity: regional characterization and interannual variability. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 62, n. 5, p. 533–549, 2010. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0889.2010.00492.x>>.
- BAKER, I.; HARPER, A. B.; DA ROCHA, H. R.; et al. Surface ecophysiological behavior across vegetation and moisture gradients in tropical South America. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182–183, p. 177–188, 2013. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.11.015>>.
- BAKER, I.; PRIHODKO, L.; DENNING, A. S.; et al. Seasonal drought stress in the amazon: Reconciling models and observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. G00B01, p. 1–10, 2008.
- BALDOCCHI, D. “Breathing” of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Australian Journal of Botany**, v. 56, n. 1, p. 1, 2008.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, n. 4, p. 479–492, abr. 2003. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x>.
- BALDOCCHI, D. D.; HARLEY, P. C. Scaling carbon dioxide and water vapour exchange from leaf to canopy in a deciduous forest. II. **Model testing and application**. 1995.
- BALDOCCHI, D. D.; WILSON, K. B.; GU, L. How the environment, canopy structure and canopy physiological functioning influence carbon, water and energy fluxes of a temperate broad-leaved deciduous forest--an assessment with the biophysical model CANOAK. **Tree Physiology**, v. 22, n. 15–16, p. 1065–1077, 2002. Disponível em: <<https://academic.oup.com/treephys/article-lookup/doi/10.1093/treephys/22.15-16.1065>>.
- BALDOCCHI, D. et al. FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415–2434, 2001. https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/82/11/1520-0477_2001_082_2415_fan_tts_2_3_co_2.xml.

- BALDOCCHI, D.; CHU, H.; REICHSTEIN, M. Inter-annual variability of net and gross ecosystem carbon fluxes: A review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, p. 520–533, 15 fev. 2018. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0168192317301806>.
- BALLANTYNE, A. P.; MILLER, J. B.; BAKER, I. T.; TANS, P. P.; WHITE, J. W. C. Novel applications of carbon isotopes in atmospheric CO₂: what can atmospheric measurements teach us about processes in the biosphere? **Biogeosciences**, v. 8, n. 10, p. 3093–3106, 2011. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/8/3093/2011/>>.
- BARBOSA, A. C. B. **Estudo da Variabilidade Acoplada Oceano-Atmosfera no Atlântico Tropical. 2007.** 139 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- BARR, A. G. et al. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, n. 1-4, p. 322–337, 2006.
- BERRY, J.; WOLF, A.; CAMPBELL, J. E.; et al. A coupled model of the global cycles of carbonyl sulfide and CO₂: A possible new window on the carbon cycle. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 118, n. 2, p. 842–852, 2013. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jgrg.20068>>.
- BIOCYCLE. **Denning Research Group, Carbon, Climate, Water and Ecosystem.** Acesso em: 05 jun. 2023. Disponível em: <<http://biocycle.atmos.colostate.edu/research/models/sib3/>>
- BLANKEN, P. D.; BLACK, T. A.; NEUMANN, H. H.; DEN HARTOG, G.; YANG, P. C.; NESIC, Z.; STAEBLER, R.; CHEN, W.; NOVAK, M. D. Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest. **Boundary-Layer Meteorology**, V. 89, p. 109–140. 1998.
- BLOOMFIELD, D. S.; McATEER, R. T. J.; LITES, B. W.; JUDGE, P. G.; MATHIOUDAKIS, M.; KEENAN, F. P. Wavelet phase coherence analysis: application to a quiet-sun magnetic element. **The Astrophysical Journal**, v. 617, p. 623–632, 2004.
- BONAN, G. B. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1444–1449, 2008.
- BONAN, G. B.; PATTON, E. G.; HARMAN, I. N.; et al. Modeling canopy-induced turbulence in the Earth system: A unified parameterization of turbulent exchange within plant canopies and the roughness sublayer (CLM-ml v0). **Geoscientific Model Development**, v. 11, n. 4, p. 1467–1496, 2018.
- BONAN, G. B.; WILLIAMS, M.; FISHER, R. A.; OLESON, K. W. Modeling stomatal conductance in the earth system: Linking leaf water-use efficiency and water transport along the soil-plant-atmosphere continuum. **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 5, p. 2193–2222, 2014.
- BORGES, C. K.; SANTOS, C. A. C.; CARNEIRO, R. G.; SILVA, L. L.; OLIVEIRA, G.; MARIANO, D.; SILVA, M. T.; SILVA, B. B.; BEZERRA, B. G.; PEREZ-MARIN, A. M.;

MEDEIROS, S. S. Seasonal variation of surface radiation and energy balances over two contrasting areas of the seasonally dry tropical forest (Caatinga) in the Brazilian semi-arid. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 192, n. 8, 2020. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10661-020-08484-y>.

BOWEN, I. S. The rate of heat losses by conduction and by evaporation from any water surfaces. **Physical Review**, New York, v. 27, p. 779 – 787, 1926.

BRADEN-BEHRENS, J.; MARKWITZ, C.; KNOHL, A. Eddy covariance measurements of the dual-isotope composition of evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 269-270, p. 203–219, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.01.035>.

BURAKOWSKI, E.; TAWFIK, A.; OUIMETTE, A.; LEPINE, L.; NOVICK, K.; OLLINGER, S.; ZARZYCKI, C., BONAN, G. The role of surface roughness, albedo, and Bowen ratio on ecosystem energy balance in the Eastern United States. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, p. 367-376. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.11.030>.

BUTLER, M. P.; DAVIS, K. J.; DENNING, A. S.; KAWA, S. R. Using continental observations in global atmospheric inversions of CO₂: North American carbon sources and sinks. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 62, n. 5, p. 550–572, 2010. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0889.2010.00501.x>>.

CARBONE, M. S. et al. Constrained partitioning of autotrophic and heterotrophic respiration reduces model uncertainties of forest ecosystem carbon fluxes but not stocks. **Journal Of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 121, n. 9, p. 2476–2492, 2016.

CARNEIRO, R. G. BORGES, C.;K.; SANTOS, C. A.; OLIVEIRA, G.; STACHLEWSKA, I. S.; FISCH, G., Santos, C. A. C. Energy balance closure and evapotranspiration hysteresis in central Amazon under contrasting conditions during the GoAmazon project in 2014 and 2015. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 132, p. 104686, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104686>.

CARNEIRO, R. G.; RYKOWSKA, Z.; BORGES, C. K.; STACHLEWSKA, I. S.; SANTOS, A. A. C. Energy balance and Evapotranspiration response to environmental variables in the semi-arid Caatinga biome. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 152, p. 105319, 2025. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981124005418>.

CARVALHO, W. D., MUSTIN, K., The highly threatened and little known Amazonian savannahs. **Nature Ecology and Evolution**, v. 1, n. 4, p. 1-3. 2017. DOI:10.1038/s41559-017-0100.

CASTELLVÍ, F.; SNYDER, R. L.; BALDOCCHI, D. D. Surface energy-balance closure over rangeland grass using the eddy covariance method and surface renewal analysis. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 1147–1160, jun. 2008.

CHANG, K. Y.; PAW U, K. T.; CHEN, S. H. Canopy profile sensitivity on surface layer simulations evaluated by a multiple canopy layer higher order closure land surface model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 252, p. 192–207, 2018.

CHARUCHITTIPAN, D. et al. Extension of the Averaging Time in Eddy-Covariance Measurements and Its Effect on the Energy Balance Closure. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 152, n. 3, p. 303–327, 12 abr. 2014.

CHEESEMAN, M. J. **Productivity and Phenology in a Process-Driven Carbon Cycle Model**. Dissertação (Master of Science) - Fort Collins: Colorado State University. 2018. Disponível em: <<https://mountainscholar.org/handle/10217/193205>>.

CHEN, H.; YI, C. Optimal control of katabatic flows within canopies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 667, p. 1676–1680. 2012.

CHEN, J.; MA, X.; LU, X.; et al. Long-term phosphorus addition alleviates CO₂ and N₂O emissions via altering soil microbial functions in secondary rather primary tropical forests. **Environmental Pollution**, v. 323, 2023.

CHEN, S.; CHEN, J.; LIN, G.; ZHANG, W.; MIAO, H.; WEI, L.; HUANG, J.; HAN, X. Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 11, p. 1800–1809, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.06.009>.

CHEN, Y.; RYDER, J.; BASTRIKOV, V.; et al. Evaluating the performance of land surface model ORCHIDEE-CAN v1.0 on water and energy flux estimation with a single-and multi-layer energy budget scheme. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 9, p. 2951–2972, 2016.

CIONCO, R. M. A Mathematical Model for Air Flow in a Vegetative Canopy. **Journal of Applied Meteorology**, v. 4, n. 4, p. 517–522, 1965.

COLLATZ, G. J.; BALL, J. T.; GRIVET, C.; BERRY, J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2–4, p. 107–136, 1991.

COLLATZ, G. J.; RIBAS-CARBO, M.; BERRY, J. Coupled Photosynthesis-Stomatal Conductance Model for Leaves of C₄ Plants. **Australian Journal of Plant Physiology**, v. 19, n. 5, p. 519–538, 1992.

CORBIN, K. D.; DENNING, A. S.; LOKUPITIYA, E. Y.; et al. Assessing the impact of crops on regional CO₂ fluxes and atmospheric concentrations. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 62, n. 5, p. 521–532, 2010b. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0889.2010.00485.x>>.

CORBIN, K. D.; DENNING, A. S.; LU, L.; WANG, J.-W.; BAKER, I. T. Possible representation errors in inversions of satellite CO₂ retrievals. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D2, p. D02301, 2008. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD008716>>.

CORBIN, K. D.; DENNING, S.; GURNEY, K. The space and time impacts on U.S. regional atmospheric CO₂ concentrations from a high resolution fossil fuel CO₂ emissions inventory. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 62, n. 5, p. 506–511, 2010a. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0889.2010.00480.x>>.

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.

COSTA, A. C. **Fluxos de energia e CO₂ em uma savana tropical no leste da Amazônia**. 2019. 55 f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente) – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2019.

COSTA-COUTINHO, J. M., COSTA-NETO, S. V., JARDIM, M. A. G. Florística e estruturado estrato arbóreo em cinco savanas no estado do Pará, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 1, p. 215-228. 2021. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v14.1.p215-228>.

COSTA-COUTINHO, J. M., JARDIM, M. A. G., CASTRO, A. A. J. F., VIANA JÚNIOR, A. B. Conexões biogeográficas de savanas brasileiras: partição da diversidade marginal e disjunta e conservação do trópico ecotonal setentrional em um *hotspot* de biodiversidade. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, p. 2406-2427. 2019. DOI: 10.26848/rbgf.v12.7.p2503-2521.

CUI, Y. et al. Hysteresis Behavior of Surface Water Fluxes in a Hydrologic Transition of an Ephemeral Lake. **Journal of geophysical research. Atmospheres**, v. 125, n. 12, 12 jun. 2020.

DAI, Y.; ZENG, X.; DICKINSON, R. E.; et al. The Common Land Model. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, n. 8, p. 1013–1024, 2003. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-84-8-1013>>.

DA ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; DE FREITAS, H. C.; SILVA FIGUEIRA, A. M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in Eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, p. 22–32. 2004.

DAVIDSON, E. A.; DE ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; et al. The Amazon basin in transition. **Nature**, 2012.

DEARDORFF, J. W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. C4, p. 1889, 1978.

DENNING, A. S.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; SELLERS, P. J. Simulations of terrestrial carbon metabolism and atmospheric CO₂ in a general circulation model. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 48, n. 4, p. 543–567, 1996b. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/tellusb.v48i4.15931>>.

DENNING, A. S.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. **Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model**. Colorado: National Center for Atmospheric Research Boulder, p. 1–82, 1986.

DENNING, A. S.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; SELLERS, P. J. Simulations of terrestrial carbon metabolism and atmospheric CO₂ in a general circulation model. Part 2: Simulated CO₂ concentrations. **Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 48, n. 4, p. 543–567, 1996a.

DENNING, A. S.; TAKAHASHI, T.; FRIEDLINGSTEIN, P. Can a strong atmospheric CO₂ rectifier effect be reconciled with a “reasonable” carbon budget? **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 51, n. 2, p. 249–253, 1999. Disponível em: <<http://www.tellusb.net/index.php/tellusb/article/view/16277>>.

DHUNGEL et al. Energy Imbalance and Evapotranspiration Hysteresis Under an Advective Environment: Evidence From Lysimeter, Eddy Covariance, and Energy Balance Modeling. **Geophysical Research Letters**, v. 48, n. 1, 2021.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model**. Colorado: National Center for Atmospheric Research Boulder, 1993. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D67W6959>>.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. **University Corporation for Atmospheric Research**, , n. December, p. 1–82, 1986.

EDER, F. et al. Evaluation of Two Energy Balance Closure Parametrizations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 151, n. 2, p. 195–219, 2014.

FALGE, E.; RETH, S.; BRÜGGEMANN, N.; BUTTERBACH-BAHL, K.; GOLDBERG, V.; OLTCHEV, A.; SCHAAF, S.; SPINDLER, G.; STILLER, B.; QUECK, R.; KÖSTNER, B.; BERNHOFER, C. Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. **Ecological Modelling**, v. 188, n. 2-4, p. 174–216, 2005.

FAUSTO, M. A. **Análise de parâmetros biofísicos estimados pelo algoritmo SEBAL em áreas de Cerrado na bacia do alto Rio Paraguai**. 2014. 62 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

FEIGENWINTER, C.; et al. Comparison of horizontal and vertical advective CO₂ fluxes at three forest sites, **Agricultural and forest meteorology**, v. 148, n. 1, p.1–21. 2008.

FEITOSA, K. K. A., VALE JÚNIOR, J. F., SCHAEFER, C. E. G. R., SOUSA, M. I., NASCIMENTO, P. P. R. R. Relações solo–vegetação em “ilhas” florestais e savanas adjacentes, no nordeste de Roraima. **Ciência Florestal**, v. 26, n. 1, p. 135-146 2016. <https://doi.org/10.5902/1980509821098>.

FERREIRA, M. S.; BARROS, B. C. D.; GONZADA, A. P. D.; MACHADO, E. L. M.; OTONI, T. J. O. Influência das variáveis ambientais na estrutura de cinco populações arbóreas do cerrado na região central de Minas Gerais. **Nativa**, v. 7, p. 460-468. 2019. <https://periodicoscientificos.ufmt.br/ojs/index.php/nativa/article/view/6852/5706>.

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

- FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; et al. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1–3, p. 47–59, 2004. Springer Wien.
- FOKEN T.; AUBINET, M.; LEUNING, R. **The eddy-covarianced method**. In: Aubinet M.; Vesala, T.; Papale, D. (eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 1-19. 2012.
- FOKEN, T. et al. Results Of A Panel Discussion About The Energy Balance Closure Correction For Trace Gases. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 4, p. ES13–ES18, 2011.
- FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351–1367, 2008. <https://doi.org/10.1890/06-0922.1>.
- FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603–628, 1996.
- FRIEDLINGSTEIN, P.; O’SULLIVAN, M.; JONES, M. W.; et al. Global Carbon Budget 2020. **Earth System Science Data**, v. 12, n. 4, p. 3269–3340, 2020.
- FROELICH, N. J.; GRIMMOND, C. S. B.; SCHMID, H. P. Nocturnal cooling below a forest canopy: Model and evaluation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, n.7, p. 957–968. 2011.
- FROELICH, N. J.; Schmid, H. P. Flow divergence and density flows above and below a deciduous forest Part II. Below-canopy thermotopographic flows. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 138, n. 1-4, p. 29-43. 2006.
- FROELICH, N. J.; SCHMID, H. P.; GRIMMOND, C. S. B.; SU, H. B.; OLIPHANT, A. J. Flow divergence and density flows above and below a deciduous forest Part I. Non-zero mean vertical wind above canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 133, n. 1-4, p. 140-152. 2005.
- FU, R.; YIN, L.; LI, W.; et al. Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 110, n. 45, p. 18110–18115, 2013.
- GAO, Z. et al. Non-closure of the surface energy balance explained by phase difference between vertical velocity and scalars of large atmospheric eddies. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 3, p. 034025–034025, 2017.
- GERKEN, T.; RUDDLELL, B.L.; FUENTES, J.D.; ARAÚJO, A.; BRUNSELL, N. A.; MAIA, J.; MANZI, A.; MERCER, J.; SANTOS, R. N.; VON RANDOW, C.; STOY, P.C. Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 255, p. 92–103, 2018.

GIGLIO, L. et al. The Collection 6 MODIS burned area mapping algorithm and product. **Remote Sensing of Environment**, v. 217, p. 72–85, nov. 2018.

GLATTHOR, N.; HÖPFNER, M.; BAKER, I. T.; et al. Tropical sources and sinks of carbonyl sulfide observed from space. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 22, p. 10,082–10,090, 2015. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2015GL066293>>.

GOMES, E. N. **Medidas e modelos de estimativa da radiação direta na incidência**, jun. 2006. Tese de doutorado, Botucatu: Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho.

GOMES, J. B.; WEBLER, A. D.; AGUIAR, R. G.; AGUIAR, L. J. G.; NUÑES, M. L. A. Conversão de florestas tropicais em sistemas pecuários na Amazônia: Quais as implicações no microclima da região? **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, n. sp4, p. 22–32, 2015. Disponível em: <<http://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/42879>>.

GOULDING, M.; BARTHEM, R.; FERREIRA, E. J. G. **The Smithsonian Atlas of the Amazon**. 2003.

GRACE, J. et al. Productivity and carbon fluxes of tropical savannas. **Journal of Biogeography**, v. 33, n. 3, p. 387–400, mar. 2006.

GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**. v. 11, p. 561–566, 2004.

GUIMARÃES, F. S.; BUENO, G. T. As campinas e campinaranas amazônicas. **Caderno de Geografia**, v. 26, n. 45, p. 113–133, 2016.

GUPTA, H. V.; BEVEN, K. J.; WAGENER, T. Model Calibration and Uncertainty Estimation. **Encyclopedia of Hydrological Sciences**. p.1–17, 2005. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/0470848944.hsa138>>.

HAGOS, S.; LEUNG, L. R. On the relationship between uncertainties in tropical divergence and the hydrological cycle in global models. **Journal of Climate**, v. 25, n. 1, p. 381–391, 2012.

HANAN, N. P.; BERRY, J. A.; VERMA, S. B.; et al. Testing a model of CO₂, water and energy exchange in Great Plains tallgrass prairie and wheat ecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 131, n. 3–4, p. 162–179, 2005. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192305001012>>.

HARPER, A.; BAKER, I. T.; DENNING, A. S.; et al. Impact of Evapotranspiration on Dry Season Climate in the Amazon Forest. **Journal of Climate**, v. 27, n. 2, p. 574–591, 2014. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-13-00074.1>>.

HAYNES, K.; BAKER, I. T.; DENNING, A. S.; et al. Representing Grasslands Using Dynamic Prognostic Phenology Based on Biological Growth Stages: 1. Implementation in the Simple Biosphere Model (SiB4). **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 12, p. 4423–4439, 2019a. <https://doi.org/10.1029/2018MS001540>.

HAYNES, K.; BAKER, I.; DENNING, A. S. **The Simple Biosphere Model, Version 4.2: SiB4 Technical description**. Colorado State University, 2020. Disponível em: <<https://mountainscholar.org/handle/10217/200691>>. Acesso em: 31/1/2023.

HAYNES, K.; BAKER, I.; DENNING, A. S. The Simple Biosphere Model, Version 4.2: SiB4 Technical description. **Colorado State University**, 2020. Disponível em: <<https://mountainscholar.org/handle/10217/200691>>. Acesso em: 31/1/2023.

HAYNES, K.; BAKER, I.T., BAKER, I. T.; DENNING, A. S.; et al. Representing Grasslands Using Dynamic Prognostic Phenology Based on Biological Growth Stages: Part 2. Carbon Cycling. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 12, p. 4440-4465, 2019b. <https://doi.org/10.1029/2018MS001541>.

HELD, I. M.; SODEN, B. J. **Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming**. 2006.

HOUGHTON, R. A.; LAWRENCE, K. T. H. J. L.; BROWN, S. The spatial distribution of forest biomass in the Brazilian Amazon: a comparison of estimates. **Global Change Biology**, v.7, p.731-746. 2001. <https://doi.org/10.1080/17538947.2019.1597189>.

ICHII, K. et al. Constraining rooting depths in tropical rainforests using satellite data and ecosystem modeling for accurate simulation of gross primary production seasonality. **Global Change Biology**, v. 13, n. 1, p. 67–77, 2007.

INOUE, E. On the Turbulent Structure of Airflow within. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 41, n. 6, p. 317–326, 1963. Disponível em: <https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1923/41/6/41_6_317/_article>.

JACKSON, R. B.; CANADELL, J.; EHLERINGER, J. R.; et al. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. **Oecologia**, v. 108, n. 3, p. 389–411, 1996. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/BF00333714>>.

JASECHKO, S.; SHARP, Z. D.; GIBSON, J. J.; et al. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. **Nature**, v. 496, n. 7445, p. 347–350, 2013.

JATI, S. R. **Emissão de CO₂ e CH₄ nas savanas úmidas de Roraima**. 2013. 66 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Biológicas). – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2013.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)>.

KEENAN, T. F.; NIINEMETS, Ü. Global leaf trait estimates biased due to plasticity in the shade. **Nature Plants**, v. 3, n. 1, 2016. Disponível em: <<https://www.nature.com/articles/nplants2016201>>.

KLEIST, D. T. et al. Introduction of the GSI into the NCEP Global Data Assimilation System. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 6, p. 1691–1705, 1 dez. 2009.

KUAI, L.; WORDEN, J. R.; CAMPBELL, J. E.; et al. Estimate of carbonyl sulfide tropical oceanic surface fluxes using Aura Tropospheric Emission Spectrometer observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 20, p. 12–23, 2015. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2015JD023493>>.

LAUVAUX, T.; SCHUH, A. E.; ULIASZ, M.; et al. Constraining the CO₂ budget of the corn belt: exploring uncertainties from the assumptions in a mesoscale inverse system. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 1, p. 337–354, 2012. Disponível em: <<https://acp.copernicus.org/articles/12/337/2012/>>.

LAW, R. M.; PETERS, W.; RÖDENBECK, C.; et al. TransCom model simulations of hourly atmospheric CO₂: Experimental overview and diurnal cycle results for 2002. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 3, p. GB3009, 2008. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007GB003050>>.

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

LEUNING, R. et al. Reflections on the surface energy imbalance problem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 156, p. 65–74, abr. 2012.

LEVY, P. E.; GRELL, A.; LINDROTH, A.; MOLDER, M.; JARVIS, P. G.; KRUIJT, B.; MONCRIEFF, M. B. Regional scale CO₂ fluxes over central Sweden by a boundary layer budget method. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 98-99, p. 169–180. 1999.

LI, Y.; ZHAO, M.; MOTESHARREI, S.; et al. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations. **Nature Communications**, v. 6, 2015. Nature Publishing Group.

LIANG, S.; Wang, D.; He, T.; Yu, Y. Remote sensing of earth's energy budget: synthesis and review. **International Journal of Digital Earth**, v. 12, n. 7, p. 737–780, 2019.

LIMA, J. M.; CASTRO, A. B.; LIMA, A. P.; MAGNUSSON, W. E.; LANDEIRO, V. M.; FADINI, R. F. Influência do regime de queimadas sobre a riqueza e composição florística de uma savana isolada na Amazônia - Peld Oeste do Pará. **Oecologia Australis** v. 24, n. 1, p. 301-316. 2020. <https://revistas.ufrj.br/index.php/oa/article/view/27843>.

LIU, Z.; BALLANTYNE, A. P.; COOPER, L. A. Biophysical feedback of global forest fires on surface temperature. **Nature Communications**, v. 10, n. 1, 2019. Nature Publishing Group.

LLOPART, M.; ROCHA, H. Calibração do módulo de fotossíntese e condutância estomática do modelo SiB2 para a floresta tropical amazônica. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 1, p. 300-308. 2016. <https://doi.org/10.5902/2179460x19055>

LLOYD, J. et al. Edaphic, structural and physiological contrasts across Amazon Basin forest–savanna ecotones suggest a role for potassium as a key modulator of tropical woody

vegetation structure and function. **Biogeosciences**, v. 12, n. 22, p. 6529–6571, 18 nov. 2015. <https://doi.org/10.5194/bg-12-6529-2015>.

LOKUPITIYA, E. Y.; DENNING, A. S.; SCHAEFER, K.; et al. Carbon and energy fluxes in cropland ecosystems: a model-data comparison. **Biogeochemistry**, v. 129, n. 1–2, p. 53–76, 2016. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10533-016-0219-3>>.

LOKUPITIYA, E. Y.; DENNING, S.; PAUSTIAN, K.; et al. Incorporation of crop phenology in Simple Biosphere Model (SiBcrop) to improve land-atmosphere carbon exchanges from croplands. **Biogeosciences**, v. 6, n. 6, p. 969–986, 2009. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/6/969/2009/>>.

LOKUPITIYA, R. S.; ZUPANSKI, D.; DENNING, A. S.; et al. Estimation of global CO₂ fluxes at regional scale using the maximum likelihood ensemble filter. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D20, p. D20110, 2008. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD009679>>.

LU, L.; DENNING, A. S.; DA SILVA-DIAS, M. A.; et al. Mesoscale circulations and atmospheric CO₂ variations in the Tapajós Region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D21, p. D21102, 2005. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2004JD005757>>.

LU, N.; CHEN, S.; WILSKE, B.; SUN, G.; CHEN, J. Evapotranspiration and soil water relationships in a range of disturbed and undisturbed ecosystems in the semi-arid Inner Mongolia, China. **Journal of Plant Ecology**, v. 4, n. 1-2, p. 49–60. 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/jpe/rtq035>>.

MACHADO, W. B. **Balço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia**, 2012. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia), Santarém: Universidade Federal do Oeste do Pará.

MAGNUSSON, W. E.; LIMA, A. P. L.; ALBERNAZ, A. L. K. M.; SANAIOTTI, T. M.; GILLAUMET, J. L. Composição florística e cobertura vegetal das savanas na região de Alter do Chão, Santarém, Pa. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 31, n. 1, p. 165-177. 2008. <https://doi.org/10.1590/S0100-84042008000100015>

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; et al. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. **Science**, v. 319, n. 5860, p. 169–172, 2008. Disponível em: <<https://www.science.org/doi/10.1126/science.1146961>>.

MARKWITZ, C.; LUKAS SIEBICKE. Low-cost eddy covariance: a case study of evapotranspiration over agroforestry in Germany. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 12, n. 9, p. 4677–4696, 2019. <https://doi.org/10.5194/amt-2018-392>.

MAUDER, M. et al. Surface energy balance measurements at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 89, n. 3-4, p. 171–183, 28 dez. 2006.

MAUDER, M. et al. A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 169, p. 122–135, fev. 2013. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0168192312002808>.

MAUDER, M.; FOKEN, T. **Eddy-Covariance Software TK3**. In Documentation and Instruction Manual of the Eddy-Covariance Software Package TK3. University of Bayreuth, Zenodo, p. 67, 2015. <https://doi.org/10.5281/zenodo.20349>.

MCGLOIN, R. et al. Energy balance closure at a variety of ecosystems in Central Europe with contrasting topographies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 248, p. 418–431, 2018.

MENDES, K. R. et al. Interannual Variability of Energy and CO₂ Exchanges in a Remnant Area of the Caatinga Biome under Extreme Rainfall Conditions. **Sustainability**, v. 15, n. 13, p. 10085–10085, 2023.

MICHILES, A. A. S. **Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de floresta de terra firme na Amazônia**. Tese de doutorado em Meteorologia. São José dos Campos: INPE, 2009.

MICHILES, A. A. S.; GIELOW, R. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 917-930, 2008. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0168192308000051>.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; DA ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. E. S.; SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance, **Ecological Applications**, v. 14, n. sp4, p. 114–126, 2004. <https://esajournals.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1890/02-6005>

MIRANDA, I. S. Estrutura do estrato arbóreo do cerrado Amazônico em Alter do Chão, Pará. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 16, n. 2, p. 143-150, 1993.

MONTAGNANI, L.; GRÜNWARD, T.; KOWALSKI, A.; MAMMARELLA, I.; MERBOLD, L.; METZGER, S.; SEDLÁK, P.; SIEBICKE, L. Estimating the storage term in eddy covariance measurements: the ICOS methodology. **International Agrophysics**, v. 32, p. 551–567, 2018. <https://doi.org/10.1515/intag-2017-0037>.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology**, v. 19, p. 205–234, 1965. Disponível em: <<https://repository.rothamsted.ac.uk/item/8v5v7>>.

MORAIS, V. A. et al. Spatial distribution of soil carbon stocks in the Cerrado biome of Minas Gerais, Brazil. **CATENA**, v. 185, p. 104285, 2020.

MUSTIN, K. et al. Biodiversity, threats and conservation challenges in the Cerrado of Amapá, an Amazonian savanna. **Nature Conservation**, v. 22, p. 107–127, 3 out. 2017.

NEPSTAD, D. C. et al. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v. 372, n. 6507, p. 666–669, 1994.

NICHOLLS, M. E. A multiple-scale simulation of variations in atmospheric carbon dioxide using a coupled biosphere-atmospheric model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D18, p. D18117, 2004. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003JD004482>>. .

NIINEMETS, Ü.; KEENAN, T. F.; HALLIK, L. A worldwide analysis of within-canopy variations in leaf structural, chemical and physiological traits across plant functional types. **New Phytologist**, v. 205, n. 3, p. 973–993, 2015. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/nph.13096>>.

OGLE, S. M.; DAVIS, K.; LAUVAUX, T.; et al. An approach for verifying biogenic greenhouse gas emissions inventories with atmospheric CO₂ concentration data. **Environmental Research Letters**, v. 10, n. 3, p. 034012, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/10/3/034012>>.

OLIVEIRA, W. J.; SOUZA, E. R.; CUNHA, J. C.; SILVA, Ê. F. DE F.; VELOSO, V. DE L. Leaf gas exchange in cowpea and CO₂ efflux in soil irrigated with saline water. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 21, n. 1, p. 32–37, 2017.

ONCLEY, S. P.; FOKEN, T.; VOGT, R.; KOHSIEK, W.; DEBRUIN, H.; BERNHOFER, C.; CHRISTEN, A.; VAN GORSEL, E.; GRANTZ, D.; FEIGENWINTER, C. The energy balance experiment EBEX2000. Part I: overview and energy balance. **Boundary-Layer Meteorology**, v.123, n. 1, p. 1-28. 2007. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10546-007-9161-1>.

PAPALE, D.; REICHSTEIN, M.; AUBINET, M.; CANFORA, E.; BERNHOFER, C.; KUTSCH, W.; LONGDOZ, B.; RAMBAL, S.; VALENTINI, R.; VESALA, T.; YAKIR, D. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. **Biogeosciences**, v. 3, n. 4, p. 571–583. 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/bg-3-571-2006>>.

PARAZOO, N. C.; DENNING, A. S.; KAWA, S. R.; et al. Mechanisms for synoptic variations of atmospheric CO₂ in North America, South America and Europe. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 23, p. 7239–7254, 2008. Disponível em: <<https://acp.copernicus.org/articles/8/7239/2008/>>.

PARAZOO, N. C.; DENNING, A. S.; KAWA, S. R.; PAWSON, S.; LOKUPITIYA, R. CO₂ flux estimation errors associated with moist atmospheric processes. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 14, p. 6405–6416, 2012. Disponível em: <<https://acp.copernicus.org/articles/12/6405/2012/>>.

PARKER, W. S. Reanalyses and Observations: What's the Difference? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 9, p. 1565–1572, 2016. American Meteorological Society. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-14-00226.1>>.

PASTORELLO, G. et al. The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. **Scientific Data**, v. 7, n. 1, p. 225, 2020. <https://www.nature.com/articles/s41597-020-0534-3>.

PATRA, P. K.; LAW, R. M.; PETERS, W.; et al. TransCom model simulations of hourly atmospheric CO₂: Analysis of synoptic-scale variations for the period 2002-2003. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 4, 2008. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007GB003081>>.

PENNINGTON, R. T.; LEHMANN, C. E. R.; ROWLAND, L. M. Tropical savannas and dry forests. **Current Biology**, v. 28, n. 9, p. R541–R545, maio 2018.

PETERS, T. Water Balance in Tropical Regions. **Springer eBooks**, p. 391–403, 1 jan. 2016.

PINHEIRO, M. E. O. Modelagem da interação superfície – atmosfera: calibração dos modelos SiB2 e SiB3 em uma área de pastagem no sul do Brasil. Dissertação (Mestrado em Física) – Santa Maria: UFSM. 2018.

PINTO, L. I. C.; COSTA, M. H.; LIMA, F. Z. DE; et al. Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 4, p. 461–472, 2009. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862009000400008 &lng=pt&tlng=pt>.

PITMAN, A. J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 5, p. 479–510, 2003.

POTTER, C. S.; RANDERSON, J. T.; FIELD, C. B.; et al. Terrestrial ecosystem production: A process model based on global satellite and surface data. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 7, n. 4, p. 811–841, 1993. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/93GB02725>>.

RANDALL, D. A.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; et al. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for GCMs. Part III: The Greening of the Colorado State University General Circulation Model. **Journal of Climate**, v. 9, n. 4, p. 738–763, 1996. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1996\)009%3C0738:ARLSPF%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1996)009%3C0738:ARLSPF%3E2.0.CO;2)>.

RANDERSON, J. T.; THOMPSON, M. V.; MALMSTROM, C. M.; FIELD, C. B.; FUNG, I. Y. Substrate limitations for heterotrophs: Implications for models that estimate the seasonal cycle of atmospheric CO₂. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 585–602, 1996. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/96GB01981>>.

RAUPACH, M. R.; ANTONIA, R. A.; RAJAGOPALAN, S. Rough-wall turbulent boundary layers. **Applied Mechanics Reviews**, v. 44, n. 1, p. 1-25, 1991.

RAUPACH, M. R.; Canopy Transport Processes. **Flow and Transport in the Natural Environment: Advances and Applications**. p. 95–127, 1988. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-73845-6_7>.

RAUPACH, M. R.; FINNIGAN, J. Single-Layer Models of Evaporation From Plant Canopies Are Incorrect but Useful, Whereas Multilayer Models Are Correct but Useless: Discuss. **Functional Plant Biology**, v. 15, n. 6, p. 705, 1988.

REICHSTEIN, M., STOY, P. C., DESAI, A. R., LASSLOP, G., RICHARDSON, A. D., Partitioning of net fluxes. In: Aubinet, M., Vesala, T., Papale, D. (Eds.), **Eddy Covariance**.

A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, pp. 263–289. 2012.

REIS, A. O.; COSTA, G. B.; LIMA, M. B.; et al. Sazonalidade e Correlação entre Emissões de Gases Estufa e Variáveis Ambientais em Áreas Florestais Distintas na Amazônia. **Biodiversidade Brasileira - BioBrasil**, v. 11, n. 4, p. 72–83, 2021. Disponível em: <<https://revistaeletronica.icmbio.gov.br/BioBR/article/view/1779>>.

REY, A.; CARRASCAL, L. M.; BÁEZ, C. G. G.; et al. Impact of climate and land degradation on soil carbon fluxes in dry semiarid grasslands in SE Spain. **Plant and Soil**, v. 461, n. 1–2, p. 323–339, 2021.

RODRIGUES, T. E.; SANTOS, P. L.; OLIVEIRA JUNIOR, R. C.; VALENTE, M. A.; SILVA, J. M. L.; CARDOSO JÚNIOR, E. Q. **Caracterização dos solos da área do planalto de Belterra, município de Santarém, Estado do Pará.** Belém: EMBRAPA Amazônia Oriental, 2001. 54 p.

RUBERT, G. et al. Evapotranspiration of the Brazilian Pampa Biome: Seasonality and Influential Factors. **Water**, v. 10, n. 12, p. 1864, 15 dez. 2018.

RYDER, J.; POLCHER, J.; PEYLIN, P.; et al. A multi-layer land surface energy budget model for implicit coupling with global atmospheric simulations. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 1, p. 223–245, 2016.

SANAIOTTI, T. M.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; TUMBORE, S. E.; CAMARGO, P. B. Past vegetation in Amazon savannas: determined using Carbon isotopes of soil organic matter. **BIOTROPICA**, v. 34: n. 1, p. 2-16. 2002. <https://doi.org/10.1111/j.1744-7429.2002.tb00237.x>.

SATO, N.; SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; et al. Effects of Implementing the Simple Biosphere Model in a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 18, p. 2757–2782, 1989. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(1989\)046%3C2757:EOITSB%3E.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(1989)046%3C2757:EOITSB%3E.0.CO;2)>.

SAYLOR, R. D. The Atmospheric Chemistry and Canopy Exchange Simulation System (ACCESS): model description and application to a temperate deciduous forest canopy. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 2, p. 693–715, 2013. Disponível em: <<https://acp.copernicus.org/articles/13/693/2013/>>.

SCHAEFER, K.; DENNING, A. S.; SUITS, N.; et al. Effect of climate on interannual variability of terrestrial CO₂ fluxes. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 1–12, 2002.

SCHAEFER, K.; JAFAROV, E. A parameterization of respiration in frozen soils based on substrate availability. **Biogeosciences**, v. 13, n. 7, p. 1991–2001, 2016. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/13/1991/2016/>>.

SCHAEFER, K.; ZHANG, T.; BRUHWILER, L.; BARRETT, A. P. Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 63, n. 2, p. 165–180, 2011. Disponível em: <<http://www.tellusb.net/index.php/tellusb/article/view/16197>>.

SCHUH, A. E.; DENNING, A. S.; CORBIN, K. D.; et al. A regional high-resolution carbon flux inversion of North America for 2004. **Biogeosciences**, v. 7, n. 5, p. 1625–1644, 2010. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/7/1625/2010/>>.

SCHUH, A. E.; LAUVAUX, T.; WEST, T. O.; et al. Evaluating atmospheric CO₂ inversions at multiple scales over a highly inventoried agricultural landscape. **Global Change Biology**, v. 19, n. 5, p. 1424–1439, 2013. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/gcb.12141>>.

SELLERS, P. J.; BERRY, J. A.; COLLATZ, G. J.; FIELD, C. B.; HALL, F. G. Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. **Remote Sensing of Environment**, v. 42, n. 3, p. 187–216, 1992.

SELLERS, P. J.; LOS, S. O.; TUCKER, C. J.; et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. **Journal of Climate**, v. 9, n. 4, p. 706–737, 1996b.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. **Journal of Climate**, v. 9, n. 4, p. 676–705, 1996a.

SENA, E. T.; DIAS, M. A. F. S.; CARVALHO, L. M. V.; DIAS, P. L. S. Reduced wet-season length detected by satellite retrievals of cloudiness over Brazilian Amazonia: A new methodology. **Journal of Climate**, v. 31, n. 24, p. 9941–9964, 2018.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; et al. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 107, n. 20, 2002.

SILVA, C. M.; VASCONCELOS, S. S.; MOURÃO JÚNIOR, M.; et al. Temporal variation of soil CO₂ efflux in oil palm-based agroforestry systems in eastern Amazon. **Acta Amazonica**, v. 46, n. 1, p. 1–12, 2016.

SOUSA, K. A.; SANTOYO, A. H.; ROCHA, W. F.; DE MATOS, M. R.; SILVA, A. D. C. Bioeconomia na Amazônia: Uma análise dos segmentos de fitoterápicos & fitocosméticos, sob a perspectiva da inovação. **Fronteiras**, v. 5, n. 3, p. 151–171, 2016.

SPRACKLEN, D. V.; BAKER, J. C. A.; GARCIA-CARRERAS, L.; MARSHAM, J. The Effects of Tropical Vegetation On Rainfall. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 43, n. 1, p. 193–218, 17 out. 2018.

STAEBLER, R. M.; FITZJARRALD, D. R. Measuring canopy structure and the kinematics of subcanopy flows in two forests. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 8, p. 1161–1179. 2005.

STAEBLER, R. M.; FITZJARRALD, D. R. Observing subcanopy CO₂ advection, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, n. 3-4, p. 139–156. 2004.

STÖCKLI, R.; RUTISHAUSER, T.; BAKER, I.; LINIGER, M. A.; DENNING, A. S. A global reanalysis of vegetation phenology. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 116, n. 3, p. 1–19, 2011.

STÖCKLI, R.; RUTISHAUSER, T.; DRAGONI, D.; et al. Remote sensing data assimilation for a prognostic phenology model. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. 4, p. 1–19, 2008.

STOY, P. C. et al. A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171-172, p. 137–152, 2013. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0168192312003413?via%3Dihub>.

SUITS, N. S.; DENNING, A. S.; BERRY, J. A.; et al. Simulation of carbon isotope discrimination of the terrestrial biosphere. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 19, n. 1, p. 1–15, 2005. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003GB002141>>.

SULMAN, B. N.; DESAI, A. R.; SCHROEDER, N. M.; et al. Impact of hydrological variations on modeling of peatland CO₂ fluxes: Results from the North American Carbon Program site synthesis. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 117, n. G1, p. 1–21, 2012. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2011JG001862>>.

SUN, J.; BURNS, S. P.; DELANY, A. C.; ONCLEY, S. P.; TURNIPSEED, A. A.; STEPHENS, B. B.; LENSCHOW, D. H.; LEMONE, M. A.; MONSON, R. K.; ANDERSON, D. E. CO₂ transport over complex terrain, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, n. 1-2, p. 1–21, 2007.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. **Fisiologia vegetal**. 4. ed. Porto Alegre: Artmed, 2009. 819 p.
TAKAGI, K.; TSUBOYA, T.; TAKAHASHI, H. Diurnal hystereses of stomatal and bulk surface conductances in relation to vapor pressure deficit in a cool-temperate wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, n. 3-4, p. 177–191, 5 jan. 1999.

TAN, Z. H.; ZHAO, J. F.; WANG, G. Z.; et al. Surface conductance for evapotranspiration of tropical forests: Calculations, variations, and controls. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 275, p. 317–328, 2019.

TAPAJÓS, R. P. S. **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. 2017.

TEULING, A. J. et al. Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. **Geophysical research letters**, v. 33, n. 23, 1 dez. 2006.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO–Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2679–2690, 1999.

TÓTA, J.; FITZJARRALD, D. R.; STAEBLER, R. M.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C.; WOFSEY, S. C.; MANZI, A. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarém LBA-ECO site. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, p. 1–15, 2008. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2007JG000597>.

TÓTA, J.; ROY FITZJARRALD, D.; DA SILVA DIAS, M. A. F. Amazon Rainforest Exchange of Carbon and Subcanopy Air Flow: Manaus LBA Site—A Complex Terrain Condition. **The Scientific World Journal**, v. 2012, p. 1–19, 2012. <http://dx.doi.org/10.1100/2012/165067>.

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. Earth’s Global Energy Budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 3, p. 311–324, 2009. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2008BAMS2634.1>>.

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

VADREVU, K. P.; CHOI, Y. Wavelet analysis of airborne CO₂ measurements and related meteorological parameters over heterogeneous landscapes. **Atmospheric Research**, v. 102, n. 1–2, p. 77–90, 2011.

VAN DER VELDE, I. R.; MILLER, J. B.; SCHAEFER, K.; et al. Terrestrial cycling of ¹³C₂ by photosynthesis, respiration, and biomass burning in SiBCASA. **Biogeosciences**, v. 11, n. 23, p. 6553–6571, 2014. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/11/6553/2014/>>.

VAN DER WERF, G. R. et al. Global fire emissions estimates during 1997–2016. **Earth System Science Data**, v. 9, n. 2, p. 697–720, 2017.

VIDALE, P. L.; STÖCKLI, R. Prognostic canopy air space solutions for land surface exchanges. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 80, n. 2–4, p. 245–257, 2005.

VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1–3, 20 abr. 2004.

VOURLITIS, G. L. et al. Variations in evapotranspiration and climate for an Amazonian semi-deciduous forest over seasonal, annual, and El Niño cycles. **International journal of biometeorology**, v. 59, n. 2, p. 217–30, fev. 2015.

VOURLITIS, G. L. et al. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 44, n. 3, mar. 2008.

WALLWORK, A.; BANIN, L. F.; DENT, D. H.; SKIBA, U.; SAYER, E. Soil carbon storage is related to tree functional composition in naturally regenerating tropical forests. **Functional Ecology**, v. 36, n. 12, p. 3175–3187, 2022.

WANG, J.-W.; DENNING, A. S.; LU, L.; et al. Observations and simulations of synoptic, regional, and local variations in atmospheric CO₂. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D4, p. D04108, 2007. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD007410>>.

WANG, W.; YI, C. A new nonlinear analytical model for canopy flow over a forested hill. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, n. 3-4, p. 549-563. 2012.

WANG, Y.; DEUTSCHER, N. M.; PALM, M.; et al. Towards understanding the variability in biospheric CO₂ fluxes: using FTIR spectrometry and a chemical transport model to investigate the sources and sinks of carbonyl sulfide and its link to CO₂. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 4, p. 2123–2138, 2016. Disponível em: <<https://acp.copernicus.org/articles/16/2123/2016/>>.

WARNER, T. T. **Numerical Weather and Climate Prediction**. 1^o ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2011.

WEI, Z.; YOSHIMURA, K.; WANG, L.; et al. Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 6, p. 2792–2801, 2017.

WILLIAMS, C. A.; HANAN, N. P. ENSO and IOD teleconnections for African ecosystems: evidence of destructive interference between climate oscillations. **Biogeosciences**, v. 8, n. 1, p. 27–40, 2011. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/8/27/2011/>>.

WILLIAMS, C. A.; HANAN, N. P.; BAKER, I.; et al. Interannual variability of photosynthesis across Africa and its attribution. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G4, p. 1–15, 2008. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2008JG000718>>.

WILLMOTT, C. J. Some Comments on the Evaluation of Model Performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 63, n. 11, p. 1309–1313, 1982. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/26222954>>.

WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. A refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 13, p. 2088–2094, 9 set. 2011.

WILSON, K. et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and forest meteorology*, v. 113, n. 1-4, p. 223-243. 2002. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00109-0).

WILSON, N. R.; SHAW, R. H. A Higher Order Closure Model for Canopy Flow. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, n. 11, p. 1197–1205, 1977. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450\(1977\)016<1197:AHOCMF>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450(1977)016<1197:AHOCMF>2.0.CO;2)>.

WOLFE, G. M.; THORNTON, J. A. The Chemistry of Atmosphere-Forest Exchange (CAFE) Model - Part 1: Model description and characterization. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 1, p. 77–101, 2011.

WORDEN, J.; NOONE, D.; BOWMAN, K.; et al. Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. **Nature**, v. 445, n. 7127, p. 528–532, 2007.

WU, W. S.; PURSER, R. J.; PARRISH, D. F. Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 12, p. 2905–2916, 2002.

WULLSCHLEGER, S. D.; EPSTEIN, H. E.; BOX, E. O.; et al. Plant functional types in Earth system models: past experiences and future directions for application of dynamic vegetation models in high-latitude ecosystems. **Annals of Botany**, v. 114, n. 1, p. 1–16, 2014. Disponível em: <<https://academic.oup.com/aob/article-lookup/doi/10.1093/aob/mcu077>>.

XU, L.; PYLES, R. D.; PAW U, K. T.; et al. Impact of canopy representations on regional modeling of evapotranspiration using the WRF-ACASA coupled model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 247, p. 79–92, 2017. Elsevier B.V.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345–364, 1991. Disponível em:<[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1991\)004%3C0345:ASBMFG%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1991)004%3C0345:ASBMFG%3E2.0.CO;2)>.

YANAGI, S. N. M.; COSTA, M. H. Simulations of tropical rainforest albedo: is canopy wetness important? **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, n. 4, p. 1171–1180, 21 out. 2011. <https://www.scielo.br/j/aabc/a/rgQqvJ43JgPscnrZfZF7Htz/?lang=en>.

YANG, J. et al. An evaluation of the statistical methods for testing the performance of crop models with observed data. **Agricultural Systems**, v. 127, p. 81–89, 2014.

YU, G.-R. et al. Overview of ChinaFLUX and evaluation of its eddy covariance measurement. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 137, n. 3-4, p. 125–137, abr. 2006.

ZHENG, H. et al. Hysteresis Responses of Evapotranspiration to Meteorological Factors at a Diel Timescale: Patterns and Causes. **PLoS ONE**, v. 9, n. 6, p. e98857–e98857, 4 jun. 2014.

ZHOU, Y. et al. Limited increases in savanna carbon stocks over decades of fire suppression. **Nature**, v. 603, n. 7901, p. 445–449, 1 mar. 2022.

ZHOU, Y. et al. Rooting depth as a key woody functional trait in savannas. **New Phytologist**, v. 227, n. 5, p. 1350–1361, 2020.

ZUECCO, G. et al. A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 9, p. 1449–1466, 2 dez. 2015.

ZUPANSKI, D.; DENNING, A. S.; ULIASZ, M.; et al. Carbon flux bias estimation employing Maximum Likelihood Ensemble Filter (MLEF). **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 112, n. 17, p. 1–18, 2007.